

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA
SETOR DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DEYVIS WILLIAN DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO TARDIO
EM ÁREAS PLANÁLTICAS DO ESTADO DO PARANÁ**

PONTA GROSSA

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE PONTA GROSSA
SETOR DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DEYVIS WILLIAN DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO
TARDIO EM ÁREAS PLANÁLTICAS DO ESTADO DO PARANÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Estadual de Ponta Grossa – UEPG, como requisito obrigatório no curso de Doutorado em Geografia.

Orientação: Prof^a. Dr^a. Rosemeri Segecin Moro

Co-Orientação: Prof. Dr. Maurício Camargo Filho

PONTA GROSSA

2018

S586 Silva, Deyvis Willian da
Caracterização paleoclimática do quaternário tardio em áreas planálticas do Estado do Paraná/ Deyvis Willian da Silva. Ponta Grossa, 2018.
126 f.; il.

Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Estadual de Ponta Grossa.

Orientadora: Profa. Dra. Rosemeri Segecin Moro
Coorientador: Prof. Dr. Maurício Camargo Filho

1. Paleoambientes. 2. Fitólitos. 3. Dados Isotópicos. 4. Datação ¹⁴C. 5. Sul do Brasil. I. Moro, Rosemeri Segecin. II. Camargo Filho, Maurício. III. Universidade Estadual de Ponta Grossa – Doutorado em Geografia. IV. T.

CDD : 910.7

TERMO DE APROVAÇÃO

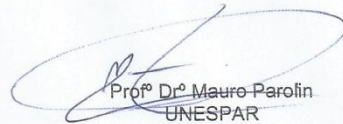
DEYVIS WILLIAN DA SILVA

“CARACTERIZAÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO QUATERNÁRIO EM ÁREAS PLANÁLTICAS DO ESTADO DO PARANÁ”


Tese aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no
Curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências Exatas e Naturais
da Universidade Estadual de Ponta Grossa, pela seguinte banca examinadora:


Profª Drª Rosemeri Segecin Moro/Orientadora
UEPG


Profª Drª Cynthia Beatriz Furstenberg
UNICENTRO


Profº Drº Mauro Parolin
UNESPAR


Profº Drº José Cândido Stevaux
UFMS


Profº Drº Mauricio Camargo Filho
UNICENTRO

Ponta Grossa, 14 de Setembro de 2018

Dedico ao amor da minha vida...
minha filha Laura Moreno da Silva.

AGRADECIMENTOS

À família: fonte de amor.

Meus pais Larri da Silva e Rosane S. Tomazelli pelo apoio, incentivo, compreensão e acima de tudo, o amor que sempre dedicaram e dedicam a mim.

Da mesma forma, agradeço a minha querida companheira Cilmara Moreno Gomes, a pessoa que sentiu e dividiu comigo as angústias e alegrias que passei ao longo deste período, sempre incentivando meus estudos.

Ao meu primo-irmão Fernando H. da Silva Silvestre, sempre prestativo e paciente que muito colaborou com este trabalho e vem sendo ao longo da vida um grande companheiro.

Por fim, minha filha Laura M. da Silva, que mesmo com a pouca idade, foi quem me proporcionou os maiores aprendizados da vida.

Aos Orientadores e mestres: por dividirem umas das maiores riquezas que existe, o conhecimento.

Agradeço primeiramente à minha Orientadora Prof^a. Dra. Rosemeri Segecin Moro, este trabalho se concretizou em muito pela sua colaboração. Uma pessoa extremamente dedicada, zelosa e de competência inquestionável.

Ao co-orientador Prof. Dr. Maurício Camargo Filho, grande incentivador e colaborador deste trabalho. Além de professor, um amigo próximo que me acompanha desde a graduação.

Prof. Dr. Mauro Parolin, que desde o mestrado, quando co-orientador, manteve sempre portas abertas e auxiliou muito neste trabalho, especialmente na leitura das lâminas.

Ao Prof. Dr. Franklin Galvão, pelas contribuições na banca de qualificação.

À Prof^a. Dra. Cynthia Beatriz Furstenberger, pelo trabalho a parte realizado com diatomáceas.

À Prof. MSc. Dinameres Antunes, pela oportunidade de realizar estágio docência em sua disciplina.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG), da UEPG.

Aos membros da banca examinadora: Dra. Cynthia Beatriz Furstenberger, Dr. José Candido Stevaux, Dr. Maurício Camargo Filho, Dr. Mauro Parolin e Dra. Rosemeri Segecin Moro.

Aos amigos e colegas:

Jorge Iarmul, pela colaboração em campo e no dia a dia no laboratório.

Melissa Koch Fernandes de Souza Nogueira, colega sempre disposta a colaborar.

Tiara Katu Pereira e João Brunes, pelo grande auxílio em campo, na coleta dos testemunhos.

Aos colegas do Herbário da UEPG pela colaboração na coleta e identificação do material botânico: Ana Paolla Protachevicz, Beatriz do Carmo, Elisana Milan e Rodrigo Fernando Moro.

Adelita Staniski e Dinameres Aparecida Antunes, pela colaboração durante as disciplinas do curso.

Aos técnicos e funcionários:

Elizabete Munhoz, Luciane Cordeiro, Miguel Airton Carvalho, Vanderlei de Souza, pela ajuda com materiais e equipamentos.

Aos secretários do PPGG, Ana Paula Carvalho e André Rizental Koubik, sempre prestativos.

Aos espaços e entidades:

Laboratório de Morfologia Vegetal e Palinologia da UEPG (M-41), pelo espaço e colaboração com as análises

Laboratório de Estudos Paleoambientais da FECILCAM – LEPAFE, por novamente me acolher para estágio.

Laboratório de Geomorfologia Dinâmica e Aplicada da Universidade Estadual do Centro-Oeste – UNICENTRO, por colaborar com os trabalhos de campo.

Laboratório de Conservação da Natureza do Curso de Pós-graduação em Engenharia Florestal da Universidade Federal do Paraná, pela gentileza em ceder o trado para as amostragens.

Laboratório multiusuários Lab-Mu da UEPG, pela cessão de seu espaço para algumas análises.

Fundação Araucária (Protoc. 37690/2012) e ao CNPq (Proj. 449214/2014-1), pelo financiamento que cobriu custos parciais do desenvolvimento dos estudos.

CAPES, pela concessão de Bolsa de Estudos de Demanda Social.

Muito obrigado a todos.

Era final de tarde, quando alguém falou para um menino de três/quatro anos que a Terra era “redonda e girava”. Aquilo o deixou pensativo. Na manhã seguinte, logo que levantou, pegou uma colher na gaveta e foi até o quintal, onde fez um buraco arredondado no chão. Queria ver a Terra “girar”. Como não consegui de imediato, talvez por distração, deitou no chão e escolheu um ponto fixo dentro do buraco para observar. Nada aconteceu, desistiu. Quem sabe se ele soubesse que o “giro” necessitava de 24 horas, poderia ter tido mais paciência. Tempo depois, já na escola, uma professora passou como lição de casa, amarrar um saco plástico nas folhas de uma árvore e observar. Que surpresa, o saco plástico ficou “suado”. O tempo seguiu, e esta mesma professora passou outro trabalho. Encontrar folhas de plantas com diferentes formatos. Da listagem dada como exemplo, apenas uma não foi encontrada, que continha bordas irregulares. O problema foi resolvido, uma tesoura moldou os detalhes em uma folha maior. Praticamente 30 anos se passaram. O menino continua curioso. Tenta entender ao seu modo aquilo que pode e segue mais cheio de dúvidas do que nunca.

RESUMO

Este trabalho apresenta um estudo em escala de detalhe regional para a compreensão das configurações paleoambientais do Quaternário em três regiões planálticas do estado do Paraná, sul do Brasil (Ponta Grossa, Guarapuava e Palmas). Para tanto utilizou-se como principal objeto de análise assembleias fitolíticas, aliados a dados isotópicos da matéria orgânica do solo e datações ^{14}C , extraídos de testemunhos de Organossolo em altitudes que variaram de 850 a 1.280 metros. Para o reverso da Escarpa Devoniana, em Ponta Grossa, os resultados sugerem que desde 34.550 anos cal. AP até 11.000 anos cal. AP vigorou na região um clima mais frio e seco que o atual, dominado por vegetação campestre. Diferentemente, na Serra da Esperança, em Guarapuava, no período entre 13.660 e 10.000 anos AP, apesar do clima mais frio que o atual, havia umidade suficiente para que vegetação do tipo florestal predominasse. Para ambos os locais, no entanto, o intervalo entre 10-11.000 e 5-6.000 anos AP é marcado por um ambiente de maior aridez, ocupado por um mosaico floresta/campo com prevalência campestre. A partir de 6.000 anos AP inicia-se uma mudança significativa no sentido de um clima mais quente e úmido. Mas, enquanto na Escarpa Devoniana a vegetação assume configuração semelhante a atual, propícia a formação de um mosaico campo/floresta, na Serra da Esperança a vegetação tende a ser bem mais fechada, num mosaico floresta/campo. O testemunho de Palmas abrange apenas os últimos 4.920 anos cal. AP e sugere o estabelecimento de um ambiente característico de mosaico campo/floresta, gradativamente mais aberto. A partir dos últimos 1.500 anos AP, mudanças na configuração de gramíneas sugerem um ambiente mais úmido, sob condições climáticas mais próximas às atuais, uma típica paisagem de campo entremeada por agrupamentos florestais. Os dados apontam possíveis variações na intensidade de mudanças climáticas no Pleistoceno Tardio em função de diferenças no relevo planáltico e sua capacidade de interferência microclimática.

Palavras-chave: Paleoambientes, Fitólitos, Dados Isotópicos, Datação ^{14}C , Sul do Brasil.

ABSTRACT

This paper presents a study on a detailed regional scale for understanding the Quaternary paleoenvironmental settings in the Paraná Highlands, Southern Brazil (Ponta Grossa, Guarapuava, and Palmas). The main object of analysis was phytolite assemblies, combined with isotopic data of soil organic matter and carbon-14 dating, sampled from peat testimonies at altitudes that ranged from 850 to 1,280 m. For the reverse of the Escarpa Devoniana, in Ponta Grossa, the results suggest that since 34,550 yrs. cal BP up to 11,000 yrs. cal BP the region had a colder and dryer climate than the current one, dominated by grassland. In contrast, in Serra da Esperança, in Guarapuava, in the period between 13,660 yrs. cal BP up to 10,000 yrs. cal BP despite the colder climate than the current, there was enough moisture for a kind of forest predominance. For both locations, however, the interval between 10- and 5-6,000 yrs. cal BP is marked by greater aridity, occupied by a mosaic forest/field with prevalence of grasses. From 6,000 yrs. cal BP, it begins a significant shift towards a warmer moister climate. Nevertheless, while in the Escarpa Devoniana vegetation takes similar configuration to the current one, favorable to a mosaic field/forest, in Serra da Esperança the vegetation tends to be much more closed, as a mosaic forest/field. The Palmas testimony only comprises the last years 4,920 yrs. cal BP and suggests the establishment of an environment of mosaic field/forest, gradually more open. From the past 1,500 yrs., changes in grassland configuration suggest a moister environment under climatic conditions closer to the present, a typical grassland landscape with forest patches. The data indicate possible variations in the intensity of climate change in the Late Pleistocene due to differences in the Highlands' relief and its capacity of microclimatic interference.

Key Words: Paleoenvironment; Phytoliths; Isotopic data; ¹⁴C Dating; Southern Brazil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Esquema da estrutura geológica do relevo do Paraná	15
Figura 2: Localização das áreas de estudo	16
Figura 3: Vista aérea do Depósito Embrapa	17
Figura 4: Depósito Embrapa	18
Figura 5: Vista aérea do Depósito Aroeiras	19
Figura 6: Depósito Aroeiras	20
Figura 7: Vista aérea do Depósito Coxilhão	21
Figura 8: Depósito Coxilhão.....	22
Figura 9: Esquema demonstrativo de uma associação de campo com capões de matas encontrados no estado do Paraná	24
Figura 10: Domínios morfoclimáticos do Brasil.....	26
Figura 11: Unidades fitogeográficas do Estado do Paraná.....	26
Figura 12: Comportamento da temperatura global dos últimos 150 mil anos.....	29
Figura 13: Variação espacial da atuação de geleira.	31
Figura 14: Morfologia e arranjo organizacional de fitólitos no interior de uma planta.....	40
Figura 15: Microfotografias das formas de fitólitos	43
Figura 16: Material coletado e trado tipo Russo	46
Figura 17: Resultado da separação palinomórfica por meio de densidade	49
Figura 18: Fragmentos vegetais encontrados na base do depósito Aroeiras	56
Figura 19: Fragmentos rochosos encontrados na base do depósito Coxilhão ...	57
Figura 20: Percentuais de matéria orgânica	58
Figura 21: Variação dos dados isotópicos	59
Figura 22: Variação dos valores isotópicos e principais fontes produtoras	60
Figura 23: Palinodiagrama referente ao depósito Aroeiras.....	63
Figura 24: Configuração das paisagens durante o máximo glacial.	67
Figura 25: Palinodiagrama referente ao depósito Embrapa	74
Figura 26: Palinodiagrama referente ao depósito Coxilhão.....	82

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	15
2.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA.....	16
2.2.1 Ponta Grossa	16
2.2.2 Guarapuava	18
2.2.3 Palmas.....	20
2.2 CLIMA	21
2.3 VEGETAÇÃO.....	23
3. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	28
3.1 PERÍODO QUATERNÁRIO: ASPECTOS GERAIS E ESTUDOS NO BRASIL...28	
3.2 SEDIMENTOS TURFOSOS: CARACTERÍSTICAS E APLICAÇÕES NOS ESTUDOS PALEOAMBIENTEIS.....	33
3.3 FITÓLITOS E SUA UTILIZAÇÃO EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS.....	39
4. MATERIAIS E MÉTODOS	45
4.1 TRABALHOS DE CAMPO	45
4.1.1 Seleção das áreas amostrais	45
4.1.2 Coleta do material sedimentar	45
4.1.3 Coleta do material botânico	46
4.2 PROTOCOLOS LABORATORIAIS	46
4.2.1 Descrição macroscópica dos perfis	47
4.2.2 Recuperação fitolítica	47
4.2.3 Contagem e classificação fitolítica	49
4.2.4 Quantificação da matéria orgânica	51
4.2.5 Datação (¹⁴ C).....	51
4.2.6 Isótopos estáveis da matéria orgânica (¹³ C).....	52
4.2.7 Correlação entre dados fitolíticos e interpretação da flora a nível regional..	52
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
5.1 DESCRIÇÃO DOS PERFIS	55
5.5.1 Embrapa	55
5.5.2 Aroeiras.....	55
5.5.3 Coxilhão.....	56
5.2 PERCENTUAIS DE PERDA DE MATÉRIA ORGÂNICA.....	58
5.3 DADOS ISOTÓPICOS DA MATÉRIA ORGÂNICA	58
5.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A VEGETAÇÃO CONTEMPORÂNEA DOS LOCAIS AMOSTRADOS.....	60
5.5 INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS.....	61
5.5.1 Depósito Aroeiras	61
5.5.2 Depósito Embrapa	73
5.5.3 Depósito Coxilhão.....	81
6. CONCLUSÕES	87

7. REFERÊNCIAS	91
ANEXO 1 – Síntese de trabalhos de cunho paleoambiental do Quaternário Recente realizados no Sul do Brasil	105
ANEXO 2 – Microfotografias das formas de fitólitos encontradas nos três depósitos analisados	115
APÊNDICE 1 – Lista florística do entorno dos locais amostrados	120

1. INTRODUÇÃO

As preocupações humanas com o comportamento do clima do planeta e com a extensão de nossas ações sobre ele não são recentes. Dentre as diferentes abordagens para entender o fenômeno complexo da variabilidade climática nas diversas escalas e suas implicações na biosfera estão os estudos paleoclimáticos. Considerando as preocupações com as intervenções humanas, muitos desses estudos se concentram no período Quaternário, uma vez que nele se verificam as flutuações climáticas que, com outros elementos, modelam a paisagem contemporânea (SUGUIO, 1999). Desta forma, a paisagem terrestre sofre modificações e adapta-se às imposições ambientais.

Desenvolver trabalhos que abranjam o período Quaternário traz, portanto, a necessidade de refletir sobre uma série de fatores ambientais relacionados ao caráter oscilatório das mudanças climáticas globais e locais, a partir da instalação de episódios glaciais e interglaciais. Parte destes eventos pode ser interpretada pelo material residual.

Em função do período Quaternário se relacionar com todas as variáveis ligadas ao ambiente natural e registrar também vestígios da ação humana, fica evidente seu caráter multidisciplinar, abrangendo as diversas áreas do conhecimento científico que trabalham com a influência dos agentes geológicos, biológicos e geográficos de forma integrada (CAMARGO FILHO, 2005).

Estudos que relacionam vegetação e clima a partir dos resultados obtidos pela análise de estratos palinológicos dos sedimentos de turfeiras e lagos, por meio das técnicas dos isótopos da matéria orgânica do solo e pelo estudo de fragmentos de carvão, vem se mostrando eficientes nas reconstruções do ambiente passado. A multidisciplinaridade e a integração de pesquisadores e técnicas poderão alavancar positivamente os estudos paleoclimáticos baseados em estratos vegetacionais, principalmente ligados ao Holoceno e Pleistoceno tardio (PESSENDA et al., 2005).

É dentro deste contexto que esta pesquisa se insere, buscando inferir o paleoambiente Quaternário em regiões planálticas no estado do Paraná. Por tratar-se de porções soerguidas na paisagem, acredita-se que os testemunhos coletados não tenham sofrido a interferência de sedimentações em nível regional, por meio de extravazamento de canal fluvial.

Desta forma espera-se contribuir com o quadro interpretativo da paisagem do Quaternário no Sul do Brasil, pleistocênica savânica sob um clima mais frio do que o atual (BEHLING, 1997; LEDRU; SALGADO-LABOURIAU; LORSCHETTER, 1998; BEHLING, 2002; MELO et al., 2003; BEHLING; PILLAR, 2007; BAUERMANN et al., 2008; JESKE-PIERUSCHKA; BEHLING, 2010; BERTOLDO, 2010).

Este trabalho de tese organiza-se da seguinte maneira:

- 1) a localização e caracterização das áreas em estudo;
- 2) referencial teórico, abordando o período Quaternário e suas características paleoclimáticas, os sedimentos turfosos como potencialidades para estudos paleoambientais e, fitólitos como principal indicador de análise do presente trabalho;
- 3) procedimentos metodológicos, onde são descritos os passos necessários para a execução do estudo;
- 4) resultados e discussões
- 5) conclusões.

2. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

As porções planálticas do estado do Paraná estão inseridas nos limites da Bacia do Paraná, com área em torno de 1.700.000 km² (GUIMARAES et al., 2014). Os limites físicos do estado do Paraná são demarcados a partir de grandes rios e lineamentos orográficos, que permitem traçar nítidas zonas naturais, ligadas ao posicionamento das escarpas, vales de rios e divisores de água, mantendo um caráter unitário da paisagem dentro de tais delimitações (MAACK, 1968).

A compartimentação geomorfológica configura planaltos escalonados com orientação oeste/noroeste, separados por escarpas (MELO; MORO; GUIMARÃES, 2014a). Assim, para Maack (1968), tem-se uma divisão física geográfica em região litorânea, Serra do Mar e planaltos interioranos, os quais são subdivididos em Primeiro, Segundo e Terceiro Planalto (Fig. 1).

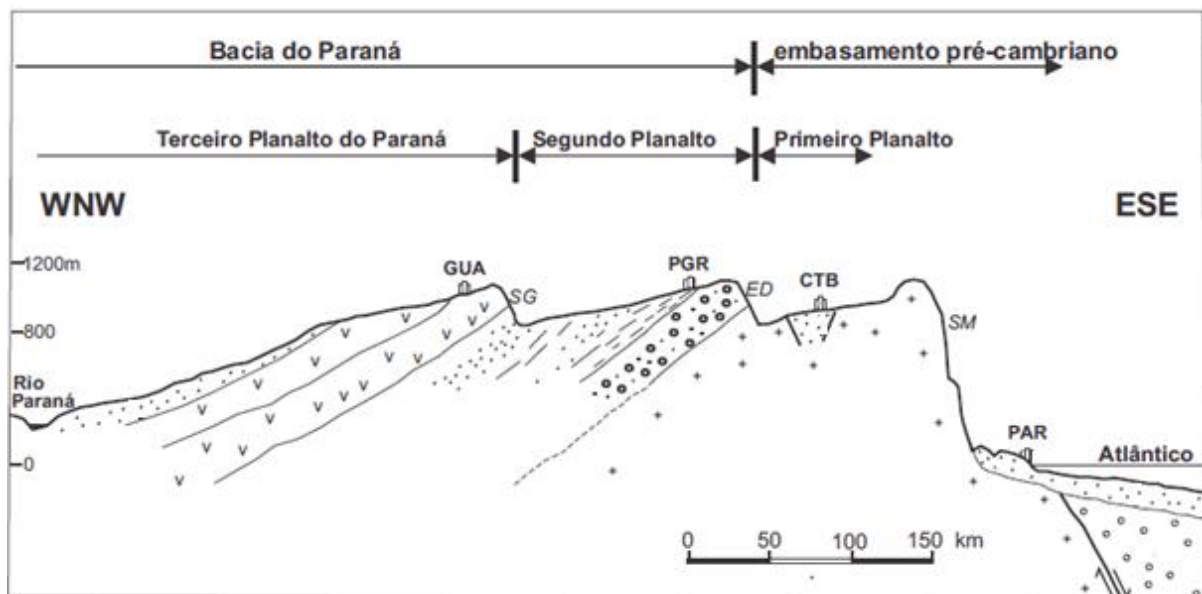


Figura 1 - Esquema da estrutura geológica do relevo do Paraná. Cidades - PAR: Paranaguá; CTB: Curitiba; PGR: Ponta Grossa; GUA: Guarapuava. Escarpas: SM: Serra do Mar; ED: Escarpa Devoniana; SG: Serra Geral. Fonte: Melo et al., 2014a.

É dentro deste contexto de paisagem que se encontram as áreas onde foram amostrados testemunhos em Organossolos (Fig. 2), sendo uma no Segundo Planalto (Ponta Grossa, na Formação Furnas) e duas no Terceiro Planalto: Guarapuava, próxima aos limites entre Segundo e Terceiro Planalto, e Palmas, na continuação do Planalto Catarinense (ambas na Formação Serra Geral).

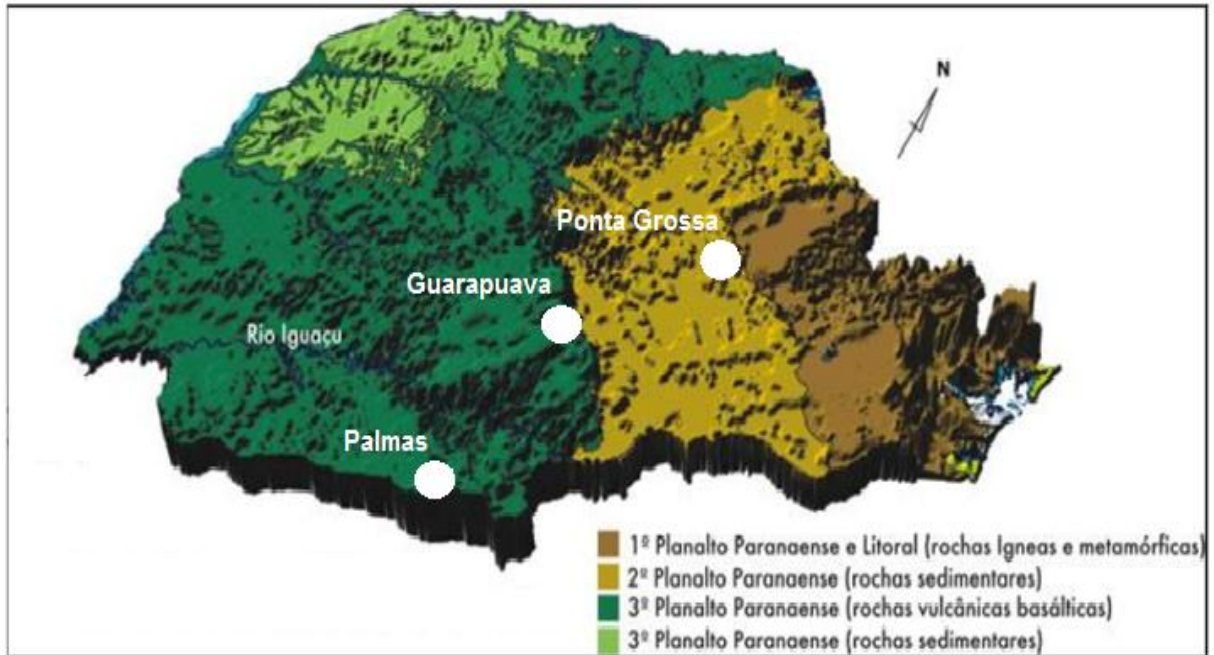


Figura 2: Localização das áreas de estudo. Fonte: Alterado a partir de Mineropar.

2.1 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

2.1.1 Ponta Grossa

Segundo Maack (1968), o Segundo Planalto Paranaense, que corresponde a região fitogeográfica dos Campos Gerais, apresenta altitudes que variam de 1.290 metros na Escarpa Devoniana, a 850 metros nos sentidos oeste e noroeste e 630 próximo ao vale do rio Tibagi.

Os Campos Gerais localizam-se na porção leste do Segundo Planalto Paranaense, reverso da Escarpa Devoniana, a qual apresenta um relevo de cuesta, oriundo de processos erosivos e, tem este nome devido à idade dos arenitos expostos da Formação Furnas (Siluriano/Devoniano). Por outro lado, a idade do relevo é mais recente, sendo aceito que o início de sua esculturação tenha começado no Mesozoico (MELO; MORO; GUIMARÃES, 2014a).

Guimarães et al. (2014) pontuam que a morfologia dos campos gerais foi profundamente marcada pelos eventos tectônicos responsáveis por inúmeras falhas, fraturas e diques com orientação noroeste-sudeste, na formação do arco de Ponta Grossa. A diferença de resistência das rochas diante dos processos erosivos favoreceu àquelas com maior dureza, destacando-as na paisagem, como os arenitos Furnas e as rochas de origem vulcânica. O soerguimento do Arco de Ponta Grossa a

partir do Mesozoico interferiu nos padrões de drenagem no sentido geral leste/oeste (MELO; MORO; GUIMARÃES, 2014a).

A configuração do relevo dos Campos Gerais tem de ser vista como uma combinação de processos endógenos e exógenos. Pois se as águas das chuvas e a infiltração são importantes, o fraturamento das rochas ocasionado por tectonismo regional, também são, controlam os processos e a evolução das feições (MELO; MORO; GUIMARÃES, 2014a).

A diversidade rochosa e os processos pedogenéticos e geomorfológicos que atuaram ao longo dos anos na região dos campos gerais, originaram uma série de classes de solos, sendo os representativos os Cambissolos e Latossolos Vermelho distrófico. Os primeiros são originados tanto por arenitos (textura média) quanto por argilitos e folhelhos (textura argilosa e muito argilosa), já os segundos, estão associados às intrusões básicas (SÁ, 2014).

A área de estudo, denominada Depósito Embrapa localiza-se dentro da Unidade da Embrapa está distante cerca de 10 km da cidade de Ponta Grossa, em altitude de 856 m, nas coordenadas 25°09'07" S e 50°05'07" W. (Figs. 3 e 4). O depósito está inserido em uma das concavidades que darão origem ao Rio Cará Cará.



Figura 3: Imagem de satélite do Depósito Embrapa, município de Ponta Grossa-PR. Fonte: *Google Earth*®, 2016.



Figura 4: Depósito Embrapa, município de Ponta Grossa,-PR. A imagem foi otida no sentido E/W em relação à Figura 3. Fonte: R.S. Moro, 2016.

2.1.2 Guarapuava

O Planalto de Guarapuava (porção local do Terceiro Planalto Paranaense) tem sua origem ligada aos derrames vulcânicos Jurássico-cretácicos, constituintes da Formação Serra Geral, sobre arenitos da Formação Botucatu (CAMARGO FILHO, 1997). Tratz (2009) aponta para o município de Guarapuava duas unidades distintas de rochas: as ácidas do tipo Chapecó (riolitos, latitos, dacitos e quartzolatos) e as básicas da Fácies Campo Erê (basaltos hipovítreos, tabulares maciços, lobados).

A paisagem do Planalto de Guarapuava é constituída por morros e amplas colinas. Os primeiros são encontrados nas porções pouco elevadas do terreno, enquanto que as segundas, de grandes extensões e planas, ficam restritas aos pontos mais elevados, sentido leste, em direção das bordas da Escarpa da Esperança (CAMARGO FILHO, 1997). Os solos predominantes são Latossolos Brunos, Neossolos Litólicos ou Regolíticos, Cambissolos Háplicos ou Húmicos e Nitossolos Brunos (RIBAS, 2010).

A área de estudo, denominada Depósito Aroeiras, está localizada no Distrito de Guará, Planalto de Guarapuava, no reverso da Escarpa da Esperança, limite oriental da Formação Serra Geral no estado do Paraná, onde as altitudes podem atingir 1.300 metros (LIMA, 2009). Pontualmente, o depósito Aroeiras (Figs. 5 e 6) está distante 25 km da cidade de Guarapuava, em uma altitude de 1.270 m, nas coordenadas 25° 14' 05" S e 51° 13' 25" W.



Figura 5: Imagem de satélite do Depósito Aroeiras, município de Guarapuava-PR. Fonte: *Google Earth*®, 2016.



Figura 6: Depósito Aroeiras, município de Guarapuava-PR. A imagem foi obtida no sentido NW/SE em relação à Figura 5. Fonte: R.S. Moro, 2014.

Evidências de campo e dados obtidos por meio da carta topográfica SG.22-V-D-III-3 MI-2838/3, demonstram influência de lineamentos tectônicos, visíveis a partir do arranjo paralelo de alguns canais, assim como por abruptas mudanças de direção destes; esta tectônica é responsável pelo basculamento de blocos (LIMA, 2009).

O depósito está inserido em uma porção plana próxima ao contato entre dois destes blocos encontrados na porção central da bacia do Rio das Pedras. Desta maneira, a parte plana e baixa de um bloco entra em contato com uma porção elevada de outro. Como consequência, a drenagem é parcialmente impedida, o que explica, ao menos parcialmente, o fato de a região contemplar grande quantidade de zonas úmidas, as quais tendem a diminuir significativamente no sentido oeste, respeitando o direcionamento da bacia do Paraná. Esta redução associa-se com a gradual elevação da dissecação do terreno.

2.1.3 Palmas

A região de Palmas também pertence ao Terceiro Planalto Paranaense, que apesar de apresentar certa uniformidade, é subdividido em alguns blocos a partir dos grandes rios que percorrem o Planalto. A porção denominada localmente Planalto de Palmas é considerado o divisor de águas das bacias Uruguai-Iguaçu (ao norte), pertencente ao declive do Planalto de Santa Catarina. (MAACK, 1968). Está topograficamente acima dos 1.200 m, com altitudes máximas entorno de 1.360 m. (LIMA; PONTELLI, 2014).

Assim como em Guarapuava, são encontradas nesta região rochas ácidas associadas às rochas básicas. Por não apresentar uma ordenação definida, sofrem alterações com maior facilidade, não sendo raro encontrar afloramentos totalmente alterados, chegando a lembrar depósitos sedimentares. Os perfis estudados destas rochas chegam a formar corpos tabulares com dezenas de quilômetros (NARDY; MACHADO; OLIVEIRA, 2008). Na região de Palmas estas unidades configuram relevo suave ondulado a ondulado, devido a maior resistência das rochas ricas em sílica e, predominam Neossolos Litólicos e Cambissolos (LIMA; PONTELLI, 2014).

A área de estudo, denominada Depósito Coxilhão encontra-se próximo à margem da BR 280, distante 30 Km da cidade de Palmas próximo a “Casa do Turista” (Figs. 7 e 8), a 1.280 m de altitude, nas coordenadas 26°34’41” S e 51°41’43” W. O depósito está inserido em uma das concavidades que originam o Rio das Damas.



Figura 7: Imagem de satélite do Depósito Coxilhão, município de Palmas-PR. Fonte: *Google Earth*®, 2016.



Figura 8: Depósito Coxilhão, município de Palmas-PR. A imagem foi obtida no sentido N/S em relação à Figura 7. Fonte: J. Iarmul, 2016.

2.2 CLIMA

Os três pontos amostrados enquadram-se sob clima tipo Cfb de Koeppen, subtropical mesotérmico úmido, com verões amenos e invernos moderados, não apresentando estação seca, uma vez que a pluviosidade é bem distribuída ao longo de todos os meses do ano, apesar de apresentar maior concentração nos meses de verão e redução nos meses de inverno (THOMAZ; VESTENA, 2003; CRUZ, 2014).

As precipitações médias anuais para Ponta Grossa situam-se entre 1.600 e 1.800mm. A temperatura média anual é de 17 a 18 °C. A média no trimestre mais frio está entre 13 e 14 °C e, nos meses mais quentes na casa dos 23 e 24 °C (CRUZ, 2014; CAVIGLIONE et al., 2000).

Guarapuava apresenta média térmica anual próxima aos 17 °C. No mês mais quente a média é de 20,6 °C, sendo a média das máximas 24,4 °C. O mês mais frio é julho, com uma temperatura média na casa dos 12,9 °C. É comum a temperatura no inverno chegar a 0 °C, não sendo rara a ocorrência de geadas e

noites secas e frias (MAACK, 1968). As precipitações ficam próximas aos 2.000mm (THOMAZ; VESTENA, 2003).

Já em Palmas, a temperatura média anual é de 15 a 16 °C. As médias nos meses mais quente e mais frio ficam entre 21 e 22 °C e 11 a 12 °C, respectivamente. As precipitações são superiores a 2.000mm ano, não ultrapassando os 2.500mm (CAVIGLIONE et al., 2000).

A tendência de elevação da precipitação no verão e diminuição no inverno ocorre no caso das máximas (verão mais chuvoso) por dois fatores: maior frequência de atuação da frente atlântica, potencializada por um semiestacionamento sobre o estado do Paraná, e também pelas chuvas de convergências trazidas pelas correntes perturbadoras de sentido oeste. Já o período de menor pluviosidade (inverno) ocorre pela quase ausência das correntes perturbadoras de oeste. Outra questão de interferência que não pode deixar de ser destacada é a atuação mais incisiva do anticiclone sul, que além de trazer frio para a região é bastante seco (NIMER, 1973).

Cruz (2014) destaca também como fatores de influencia no clima do Paraná os ventos marítimos úmidos influenciados pelo Anticiclone do Atlântico Sul, que promovem as chuvas orográficas na Serra do Mar, que podem se estender para os planaltos do interior. Assim como as variações do Anticiclone do Atlântico Sul e posição do Equador Térmico, que alteram precipitações, temperatura, direção ventos e umidade relativa.

2.3 VEGETAÇÃO

É típica nas áreas planálticas do sul do Brasil a paisagem formada por campos com capões e florestas-de-galeria, uma associação de Floresta Ombrófila Mista (floresta com araucárias) com Estepe gramíneo-lenhosa (campos), conforme IBGE (2012), como esquematizado na Figura 9.

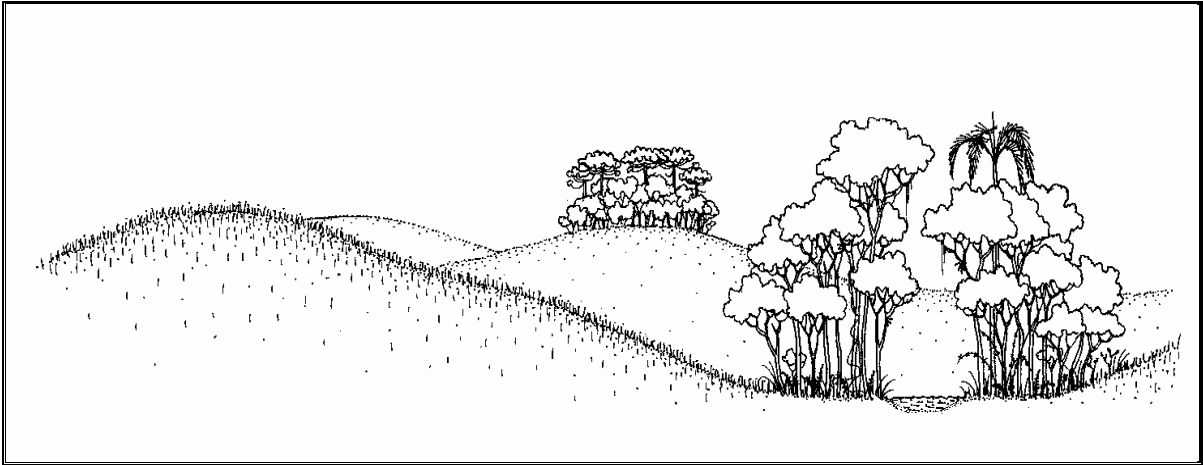


Figura 9: Esquema demonstrativo de uma associação de campo com capões de matas encontrados no estado do Paraná. Fonte: Roderjan et al., 2001.

Roderjan et al. (2001) destacam que a unidade fitogeográfica representada pela presença de campo, originalmente abrangia 14% da superfície do estado do Paraná. Cordeiro e Rodrigues (2007) e Kozera et al. (2009) advertem que dados referentes à origem, fitogeografia e, principalmente, sobre a flora das áreas campestres são incipientes.

As áreas de campo são abundantemente ensolaradas e expostas à ação de ventos, estando relacionada a solos não muito profundos, com boa drenagem, baixa capacidade de reter água e elevada evapotranspiração. Por tais motivos, as espécies que habitam os campos são adaptadas a condições mais secas, destacando-se gramíneas (MORO; CARMO, 2014). As mesmas autoras destacam ainda que, mesmo as áreas de campo tendo forte caráter xerofítico, ocorrem também campos úmidos (estepes higrófilas). Estão associados a áreas mal drenadas, muitas vezes próximas a córregos, onde o lençol freático é superficial. A vegetação é adaptada a um ambiente de saturação hídrica, frequentemente anóxico, com deficiência nutricional e elevada acidez, sendo marcante a presença de graminóides como Cyperaceae, Xyridaceae e Juncaceae, além de ervas como Eriocaulaceae, Mayacaceae e especialmente esfagno.

Este tipo de formação é considerado um ambiente natural de grande fragilidade e que em primeiro momento parece ser bastante homogêneo. Particularidades se fazem presentes, principalmente na composição florística, uma vez que, variações nas unidades geopedológicas, regime hídrico, relevo, origem das águas, tipo de sedimentos, podem interferir na ocupação das espécies na paisagem (KOZERA et al., 2009).

As áreas de campo atualmente encontram-se bastante reduzidas (RODERJAN et al., 2001; ZILLER; GALVÃO, 2002; MELO; MORO; GUIMARÃES, 2014b). Para Cordeiro e Rodrigues (2007), os poucos remanescentes encontrados na região estão em áreas inapropriadas para a agricultura pela elevação de nível freático (campos úmidos) ou em afloramentos rochosos.

Quanto à vegetação florestal da região, Veloso, Rangel Filho e Lima (1991) as dividem em duas unidades fitoecológicas altimétricas: Floresta Ombrófila Mista Aluvial (FOMA) e a Floresta Ombrófila Mista Montana (FOMM). A primeira compreende as formações ribeirinhas, áreas ripárias fluviais popularmente conhecidas como floresta ciliar ou matas de galeria. Já a FOMM, vegetação que ocorre nos planaltos acima de 500 m de altitude é uma formação adaptada a um clima temperado de altitude, tendo destaque a *Araucaria angustifolia* (araucária).

A distribuição das florestas com araucária pode ser observada na Figura 10, onde se vê como a área dos planaltos subtropicais se apresentava recoberto por este tipo de vegetação; mais adensada nos planaltos basálticos. A área total, das matas de Araucária no passado, era de aproximadamente 400.000 km² (AB'SÁBER, 1967, 1971, 1977).

Muitos autores destacam que a associação campo/floresta, tem sua origem ligada ao último período glacial, onde condições de clima semiárido que provavelmente vigorou na região durante o Pleistoceno, favoreceu a instalação dos campos nas vertentes suaves e levemente onduladas. Já as matas, ficaram restritas a pequenas ilhas isoladas ou próximas a corpos hídricos. Cabe destacar, que esta conformação remonta a um período em que o clima foi mais seco e frio em comparação às condições atuais (BIGARELLA, 1964; MAACK, 1968; ALONSO, 1973; BIGARELLA; ADRADE-LIMA; RIEHS 1975; RODERJAN et al., 2001; CORDEIRO; RODRIGUES, 2007; MELO; MORO; GUIMARÃES, 2014b).

As áreas de estudo encontram-se neste mosaico mata/campo cuja associação se configura na paisagem (Fig. 11).

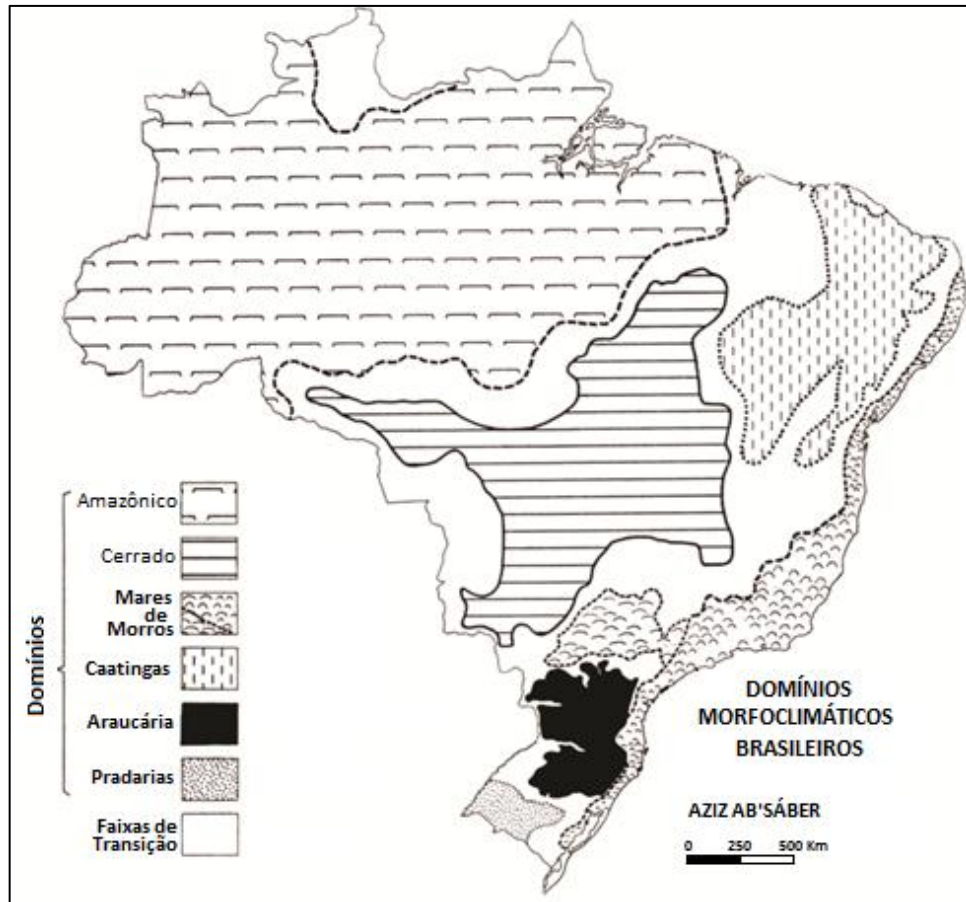


Figura 10: Domínios morfoclimáticos do Brasil. Fonte: Ab'Saber, 1967, 1971, 1977a.

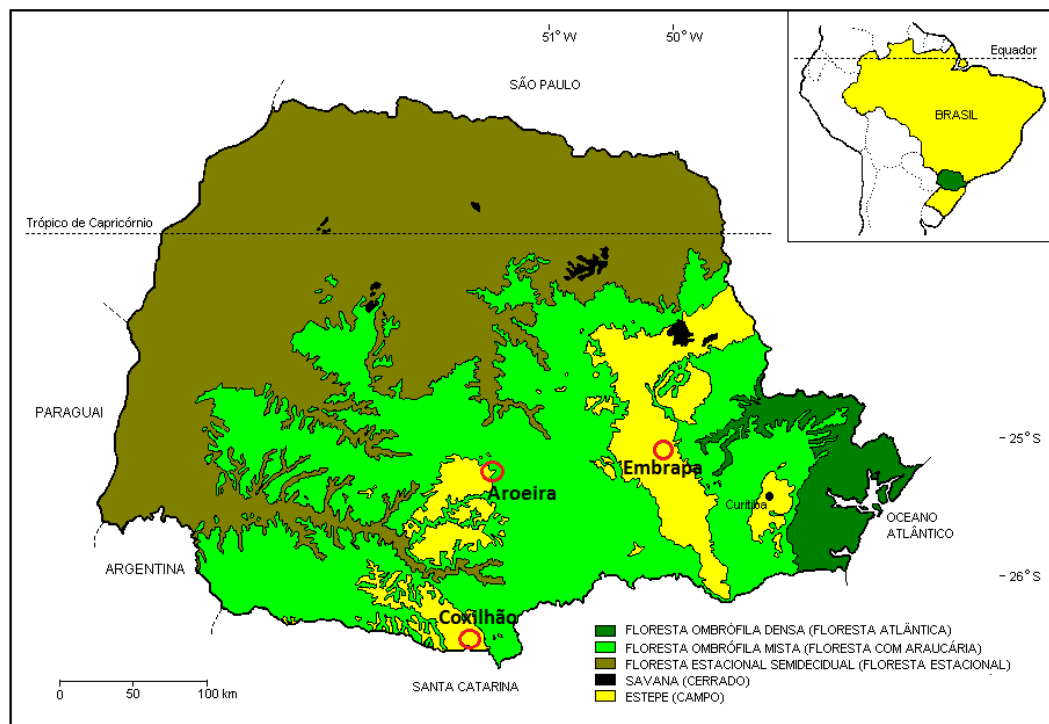


Figura 11: Unidades fitogeográficas do Estado do Paraná, com destaque para as áreas de estudo. Fonte: adaptado de Roderjan et al., 2001, baseado e modificado de Maack, 1950.

As áreas de matas sofreram intensa exploração como salienta Bigarella (1964), Roderjan et al. (2001), Cordeiro e Rodrigues (2007). Primeiramente o Pinheiro-do-Paraná (*Araucaria angustifolia*) movimentou a economia por meio das indústrias madeireiras desde o início século XX até os anos de 1960, quando foi sentida sua escassez. Atualmente, os remanescentes existentes já passaram por algum processo exploratório (RODERJAN et al., 2001).

A vegetação atual das áreas hidromórficas amostradas foi levantada em outubro de 2014 pela equipe do Herbário HUPG para o Depósito Aroeiras; por Souza (2013) e ampliada em janeiro de 2016 pela equipe do Herbário HUPG para o Depósito Embrapa; por Souza (2013) e ICMBio (2013) e ampliada em junho de 2016 pela equipe do Herbário HUPG para o Depósito Coxilhão e entorno. A lista florística obtida consta do Apêndice 1.

3. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

3.1 PERÍODO QUATERNÁRIO: ASPECTOS GERAIS E ESTUDOS NO BRASIL

Em 1829 Desnoyers criou o termo Quaternário tendo como foco os depósitos marinhos superpostos aos sedimentos terciários da Bacia de Paris. Mas é com Reboul, em 1833, que o uso do termo é oficializado e rapidamente difundido. Foi relacionado a depósitos que continham em seus sedimentos restos de animais e vegetais contemporâneos, isto é, que ainda podiam ser encontrados viventes na natureza (MOURA 1994; SUGUIO 1999, 2005; SUGUIO; SALLUN; SOARES, 2005).

Guerra (2009) define o Quaternário como a última grande divisão de tempo geológico, considerando seu início em torno de 2 milhões de anos (Ma) estendendo-se até o presente. Subdivide-se em Pleistoceno e Holoceno; o primeiro corresponde a um intervalo de tempo mais de 200 vezes superior ao segundo, que representa aproximadamente os últimos 10.000 anos (MOURA, 1994; SUGUIO, 1999, 2005; SANT'ANNA NETTO; NERY, 2005; SALGADO-LABOURIAU, 2007; STEVAUX; PAROLIN, 2010; GUERREIRO et al., 2012). O que sustentou a classificação temporal do Quaternário em torno dos 2 Ma de anos foi o fato de a transição Plioceno-Pleistoceno representar o início dos paleoclimas glaciais, responsáveis pela esculturação física de grandes extensões do planeta Terra, interferências no ambiente biológico de modo geral e, conseqüentemente, na própria espécie humana. Esta data coincide com a implantação da primeira e mais importante fase glacial do Quaternário e o surgimento do *Homo erectus* na África (SUGUIO, 1999). Assim, o Quaternário passou a ser visto também como o período do Homem (MOURA, 1994; SUGUIO, 1999).

A subdivisão do período Quaternário é atribuída a Lyell, em 1839, a partir de critérios paleontológicos. Sob a nomenclatura de Pleistoceno, incluiu os depósitos pós-Pliocênicos que continham em seus estratos sedimentares fósseis de moluscos representados por 70% de espécies ainda viventes. Por outro lado, denominou de Holoceno o espaço temporal que contempla somente espécies viventes. (MOURA, 1994; SUGUIO, 1999; SUGUIO; SALLUN; SOARES, 2005).

Em linhas gerais o Pleistoceno é subdividido em Inferior, Médio e Superior. A delimitação entre os dois primeiros é dada entre as épocas geomagnéticas de Matuyama e Brunhes (750.000 mil anos). Já a divisão entre o Pleistoceno Médio e

Superior parte do início do último interglacial há cerca de 120.000 anos, enquanto o Holoceno representaria o término da fase fria da glaciação vigente (GUERRA, 2009).

Novas descobertas reabriram a discussão sobre a delimitação do período a partir da convergência de resultado de estudos sobre depósitos marinhos e registros de dados isotópicos de oxigênio, no norte do Oceano Atlântico, e, deposição de *loess* na China. Assim, passou a ser aceito um espaço temporal maior, de 2,6 Ma. Com esta definição o Quaternário adentra ao final do Plioceno, na Idade Galasiano (SUGUIO; SALLUN; SOARES, 2005). Essa mudança temporal foi oficializada no ano de 2010, pela Comissão Internacional de Estratigrafia – ICS, com a publicação de nova tabela estratigráfica, que traz também o Holoceno representando em torno dos últimos 12.000 anos.

Observando a Figura 12, que representa basicamente o último ciclo glacial, é claro o caráter oscilatório da temperatura, onde o Quaternário é um período predominantemente frio, sendo exceção as fases quentes. Esses ciclos repetiram-se dezenas de vezes durante o Quaternário e, apesar do Holoceno perdurar até os dias de hoje, analisando seu caráter cíclico, estamos praticamente no seu limite superior, tendendo a adentrar em novo período glacial. Assim, uma nova fase fria é estimada para os próximos 1.000 anos (SANT'ANNA NETO; NERY, 2005).

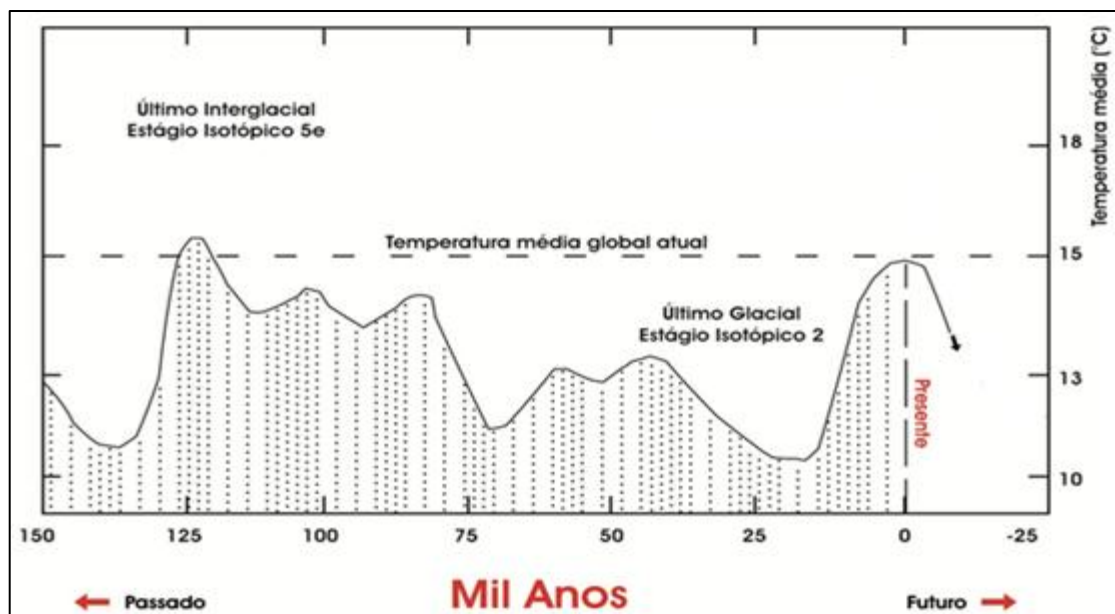


Figura 12: Comportamento da temperatura global dos últimos 150 mil anos, a partir de dados isotópicos. Fonte: Suguio, 1999.

Glaciações, em linhas gerais, imprimiram um clima frio e seco e os interglaciais, conseqüentemente, quentes e úmidos. “Como esses eventos são relativamente curtos em termos geológicos, pode-se imaginar quanto o clima da Terra se modificou durante as várias intercalações glaciais-interglaciais” (STEVAUX; PAROLIN, 2010 p. 48).

Ainda com questões importantes em aberto, fruto de particularidades locais, é consenso que o fim do último máximo glacial (representando as temperaturas mais baixas) tenha ocorrido por volta de 18 mil anos atrás para o Hemisfério Norte, quando as geleiras passam a recuar em direção aos polos, e próximo dos 10 mil anos atrás para o Hemisfério Sul. Já o ótimo climático (momento onde são encontradas as temperaturas mais elevadas dentro do último ciclo), é datado entre 5.600 e 2.500 anos atrás e foi responsável por elevação na temperatura média da Terra, em comparação com os dados atuais (SANT’ANNA NETO; NERY, 2005).

Variações de temperatura repercutiram na expansão e retração das calotas polares e alpinas - estádios glaciais e interglaciais – interferindo, respectivamente, no rebaixamento e elevação do nível de água nos oceanos (VIDOTTO et al., 2007). Os resultados de alguns estudos apontaram que dentro de cada fase interglacial existiram períodos em que o nível marinho subiu, como reflexo de elevação da temperatura (CAMARGO, 2005). Exemplos de registros e estudos desta natureza podem ser observados em vestígios de algas e recifes de corais, como destacam Salgado-Labouriau (2007) e Suguio (1999), assim como, por antigos cordões de praia e variações de estruturas sedimentares apresentado por Bigarella, Andrade-Lima e Riehs (1975) e Bigarella (2003).

Dados coletados a partir dos organismos de corais trazem informações que também podem levar a interpretação de climas passados, de modo bastante confiável, pelo fato de que determinados tipos de corais necessitam de condições ambientais específicas, quanto à temperatura e salinidade. Outro fator que agrega importância a estes organismos é que seu esqueleto cresce em média 1cm por ano, e seu tempo de vida é de aproximadamente 500 anos. Partindo deste conhecimento e a utilização de algumas técnicas de análise, é possível estimar a temperatura e níveis de precipitação, entre outros, com um alto grau de precisão (SANT’ANNA NETO; NERY, 2005).

Para Moura (1994), a tentativa de compreensão do período Quaternário está atrelada a grande quantidade de variações climáticas com frequências e amplitudes

relativamente curtas, oscilando entre períodos glaciais e interglaciais, por meio de diversos vestígios sua atuação pode ser estudada. Camargo Filho (2005) acrescenta que compreender a distribuição destas amplitudes é a base para a reconstrução de ambientes passados e que espacializar as mudanças ambientais quaternárias se faz importante, pois podem ter atuação regional diferenciada. Esse aspecto distrófico sobre distribuição espacial e intensidade não uniforme de um evento Quaternário é visível na Figura 13.

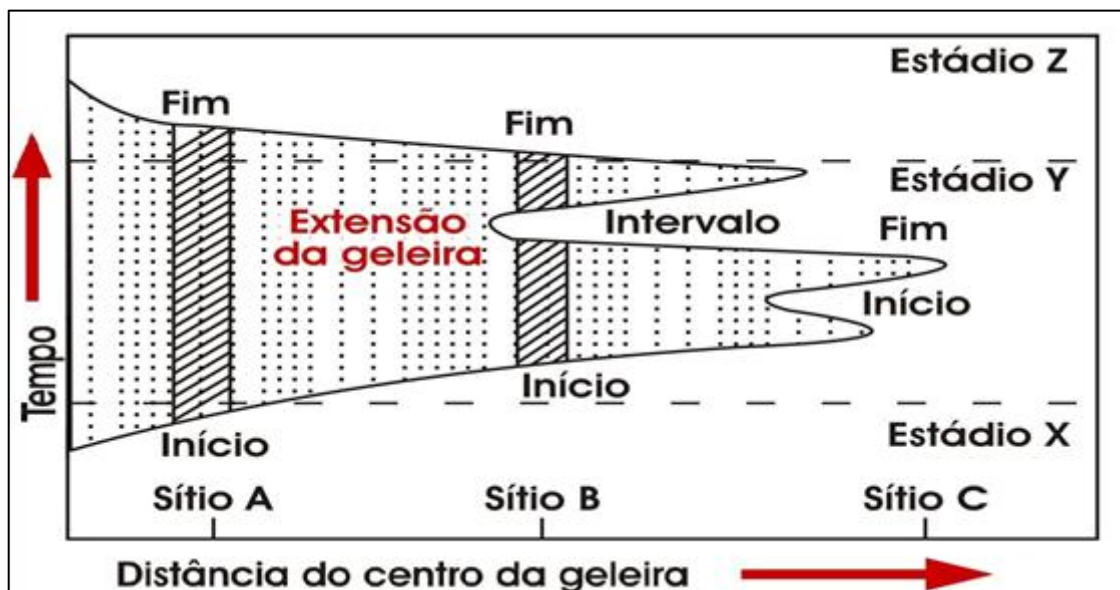


Figura 13: Variação espacial da atuação de geleira. No sítio “A” próximo ao centro da glaciação ocorre um longo período glacial. No sítio “B” observamos dois períodos glaciais com intervalo interglacial entre eles. Por fim, no sítio “C” mais afastado do centro da glaciação ocorre apenas um evento glacial de curta duração. Fonte: Andrews, 1979, extraído de Suguio, 1999.

O dinamismo climático remete à necessidade de monitoramento/observação de uma série de elementos por um longo período de tempo, para que seja possível compreender sob qual intensidade se desencadeiam determinados eventos. Isso permite compreender se dadas situações podem ser consideradas como uma mudança global ou oscilações climáticas a nível local (SANT’ANNA NETO; NERY, 2005).

Para Moura (1994) os dados obtidos a partir de registros sedimentares auxiliam na compreensão menos subjetiva quanto aos processos erosivos e deposicionais e vegetacionais pretéritos. Mas por outro lado, estes depósitos podem apresentar hiatos, em função de muitos deles não manterem preservados até o presente, feições e componentes referentes aos períodos de sedimentação.

Embora exista uma série de dificuldades, algumas vezes pela falta de registros contínuos, é impressionante observar que até variações do clima durante o Período Quaternário, em especial os holocênicos, podem ser reconhecidos em sedimentos globais e no Brasil (SUGUIO, 1999). Um dos eventos climáticos mais conhecidos dentro do Holoceno é a chamada “Pequena Idade do Gelo”, que atingiu de modo mais efetivo a Europa, e perdurou por volta de 400 anos (SUGUIO, 1999; MOURA, 1994; STEVAUX; PAROLIN, 2010). Por todo o continente europeu a temperatura passou a diminuir drasticamente a partir do sec. XVI, quando invernos excessivamente frios possibilitaram a expansão das geleiras, assim como primaveras atípicas, em função da elevada precipitação. Este período frio perdurou até o sec. XIX. Também foi sentido em outras regiões do planeta, caracterizando interferência a nível global (SALGADO-LABOURIAU, 2007; SANT’ANNA NETO; NERY, 2005; STEVAUX; PAROLIN, 2010).

Embora seja consenso a influência das geleiras no clima do planeta, Stevaux e Parolin (2010) lembram que as frentes de gelo não atingiram todo o globo e que no Brasil não há dados de sua existência. Porém, o clima frio das fases de glaciação foi responsável pela redução das atividades do ciclo hidrológico, uma vez que a precipitação e evaporação ocorreram com menos intensidade. Em contrapartida, os eventos hidrológicos foram mais intensos durante os interglaciais, com um cenário mais úmido.

Bigarella (1964) argumenta que o Quaternário no Brasil caracterizou-se por intensos e variados processos erosivos, responsáveis pela formação de uma série de registros estratigráficos, onde prolongados períodos de clima semiárido alternaram-se com fases úmidas (BIGARELLA, 1964; MAACK, 1968). As sedimentações litorâneas foram mais efetivas em termos de representação dos eventos, quando comparadas com as dos planaltos do interior (BIGARELLA 2003).

Inicialmente, os estudos do Quaternário no Brasil preocuparam-se com questões cronológicas dos depósitos sedimentares, buscando o entendimento de processos e ambientes de deposição. Por outro lado, também se ocuparam com a tentativa de reconstrução da sequência dos eventos, tendo como ponto de partida a relação de fatores climáticos na evolução morfogenética (MOURA, 1994), como os trabalhos de Bigarella (1964, 2003) e Ab’Saber (1977 a,b).

Maack foi um dos primeiros autores a preocupar-se com questões referentes às mudanças climáticas quaternárias no Paraná, que ao analisar os depósitos de

grandes blocos e seixos no sopé da Serra do Mar, sugeriu que eles eram o resultado de clima seco. Em seguida, seguiu pela busca do entendimento entre vegetação existente e o clima atual. Observando as regiões de campo, atribuiu sua existência a clima seco, onde as florestas foram progressivamente conquistando espaço por meio de melhoria no aporte hídrico, estando atualmente os campos limitados a questões edáficas (BIGARELLA, 1964).

Maack defendeu a ideia de que os enclaves de campos e florestas eram indícios dos climas passados e reconheceu registros referentes à última glaciação associados a clima seco e semiárido como responsável pela predominância de vegetação aberta (STEVAUX; PAROLIN, 2010). Em contrapartida, as florestas ficaram restritas as áreas de maior umidade, principalmente nos vales e próximos a corpos de água, denominadas então matas de galerias (MAAK, 1968). As atuais características da flora regional paranaense sugerem, portanto, recentes modificações climáticas, quando tal configuração teve sua expansão e desenvolvimento a partir da última fase úmida (BIGARELLA, 1964).

Parte das características e magnitude destes eventos pode ser compreendida a partir dos registros impressos nas formas do relevo, configurações vegetacionais e, principalmente, uma série de vestígios acondicionados em bacias sedimentares, os chamados dados *proxy* – indicadores a partir do material que mantem suas características inalteradas como pólen e outros esporos, fitólitos, dados isotópicos, diatomáceas e espículas de esponja, e outros variáveis, como concentração de matéria orgânica, cátions sedimentares e água (BRADLEY, 1985). Nesse sentido, é apresentada no Anexo 1 uma síntese de estudos realizados na região Sul do Brasil.

Como Bigarella já insinuava em meados do século passado:

Talvez nunca se venha a ter uma ideia razoavelmente próxima dos quadros paleoclimáticos que se sucederam, mas talvez ainda possam ser aperfeiçoados métodos de trabalhos suficientemente sensíveis, para, pelo menos nos possibilitar melhores informações sobre as diferenças de intensidade dos processos paleoclimáticos. (BIGARELLA, 1964, p.229).

3.2 OS SEDIMENTOS TURFOSOS: CARACTERÍSTICAS E APLICAÇÕES NOS ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

A literatura não apresenta uma clara distinção a respeito dos solos orgânicos e suas variações. Isso ocorre em função da posição geográfica, forma e tipo de

sedimento, que algumas vezes podem ser apresentados com a mesma definição para configurações distintas. Assim, é possível que diversos ambientes/depósitos como turfeira, várzea e banhado, por exemplo, sejam tidos como sinônimos, dependendo do interesse do pesquisador. Os levantamentos pedológicos realizados ainda deixam lacunas e trazem a necessidade de ampliação das discussões e difusão de informações a respeito de sua origem, dinâmica e variações regionais. Os estudos existentes foram efetuados em escalas de baixo detalhe e o número de perfis descritos é relativamente pequeno (VALLADARES et al., 2008; SILVA; TORRADO; ABREU JUNIOR, 1999).

Discussões conceituais, embasadas por análise morfológica, critérios de formação, tipo e características do material são de extrema importância e devem ser estimuladas. Nesse capítulo apresentam-se considerações a respeito de ambiente turfoso principalmente no que se refere à formação e características físicas e químicas associadas à preservação de registros fósseis passíveis de utilização na interpretação paleoambiental.

Independentemente da nomenclatura empregada, as definições encontradas referem-se sempre a um material com altos índices de matéria orgânica, coloração escura, elevada acidez e relacionado a ambiente saturado ou parcialmente saturado de água. Mendes e Dias (2008) destacam a relação direta com aspectos de ordem hidrológica, em especial a infiltração, uma vez que os depósitos turfosos absorvem uma grande quantidade de água, a qual é liberada de modo lento para áreas adjacentes, podendo se transformar em nascentes de aquíferos livres, sazonais ou permanentes.

Mais de 90% do peso de um solo turfoso formado a partir dos estratos do musgo *Sphagnum* pode ser devido ao acúmulo de água. Este índice é respectivamente de 80% e 73% para depósitos formados por matriz florestal e gramínea (MENDES; DIAS, 2008). A fração orgânica retém quantidades de água bastante superior em relação ao seu peso seco, causando expansão da partícula, que pode também ser retraída em virtude do ressecamento (JORGE, 1972). Brady (1989) comparando a capacidade de retenção observou que um solo mineral armazena de um a dois quintos de água em relação ao seu peso seco. Essa proporção chega a atingir índices de até de 20 vezes para turfa formada por musgo *Sphagnum* e Ciperáceas.

A Embrapa (1999) define como solo orgânico (Organossolos) aquele que, mesmo contendo proporção de compostos minerais, tenha um mínimo de 12% de carbono orgânico, em se tratando de material que seja formado por 60% ou mais da fração argila; e, 8% ou mais de carbono orgânico, quando a fração argila não se faz presente ou é reduzida. Organossolos são considerados solos pouco evoluídos formados por meio do acúmulo de restos de vegetais em diferentes níveis de decomposição que são armazenados em ambiente com drenagem deficiente. Assumem coloração escura em função das altas taxas de carbono (EMBRAPA, 1999).

Áreas mal drenadas facilitam a acumulação de matéria orgânica. Nas bacias de inundação a sedimentação ocorre em conjunto com material de textura fina, depositados no leito maior dos canais fluviais em períodos de transbordamento, estes locais são comumente chamados de várzeas. Regiões de clima úmido e densamente vegetadas facilitam o acúmulo de matéria orgânica, possibilitando o surgimento e gradual expansão do depósito turfoso, que pode atingir vários metros de espessura (SUGUIO; BIGARELLA, 1990).

A distribuição global dos depósitos turfosos está na sua grande maioria concentrada em regiões de clima frio do hemisfério Norte, com destaque para Rússia, Estados Unidos e Canadá. No Brasil ocupam uma pequena extensão territorial com depósitos em áreas tropicais e subtropicais associadas a zonas florestadas e pantanosas (FRANCHI; SÍGOLO; LIMA, 2003). Ainda segundo estes autores, os estudos referentes a turfeiras no Brasil tiveram a finalidade de avaliação do potencial energético, principalmente nos anos 1970/80 frente à crise mundial do petróleo. Com a estabilização dos preços e uso de outras fontes energéticas, os estudos em turfeiras se concentram em reconstrução paleoambiental, como nos trabalhos de Pessenda et al. (2001; 2004; 2005), Costa et al. (2003), Parolin, Medeanic e Stevaux (2006), Bauermann et al. (2008), Guerreiro et al. (2012), Parolin, Rasbold e Pessenda (2011), Guerreiro et al. (2012), Silva, Parolin e Camargo Filho (2012), Parolin et al. (2012) e Silva et al. (2013; 2016).

Pela constante presença de água, a quantidade de oxigênio é reduzida, impedindo a rápida oxidação. Tais fatos contribuem para a preservação dos resíduos vegetais por um maior período de tempo. Com a contínua deposição dos restos vegetais, camadas distintas podem ser formadas, que ao longo do tempo, guardam estratos sedimentares valiosos sobre a evolução ambiental. Essa sequência, no

geral não obedece a um padrão único e regular, pois alterações no clima, vegetação ou nível freático, interfere em toda dinâmica do depósito (BRADY, 1989).

Em geral, as áreas úmidas são associadas à baixa diversidade genética, em função das condições ambientais limitantes. No entanto, regiões litorais marginais podem apresentar uma elevada biodiversidade, sendo muitas vezes abrigo para espécies endêmicas e protegidas (MENDES; DIAS 2008)¹.

A turfa pode ser definida como um material de ordem fóssil orgânica e mineral, formada a partir da decomposição de restos vegetais em ambiente alagadiço. Pode ser enquadrada na categoria dos caustobiólitos (material combustível), uma vez que o processamento continuado do material pode vir a propiciar a formação de linhito, carvão e antracito (FRANCHI; SÍGOLO; LIMA, 2003). Com elevada acidez, o processo de humificação ocorre por meio de bactérias com poder redutor, sendo a decomposição fruto exclusiva das enzimas encontradas nas plantas. A decomposição abiótica permite a formação de húmus bruto, com grau de decomposição intermediário, organizado em camadas e não misturado homogeneamente com as possíveis camadas minerais dos solos (JORGE, 1972).

Quanto ao caráter químico, os elementos encontrados são reflexos diretos do grau de evolução das possíveis frações minerais existentes, natureza e características botânicas e grau de decomposição do material orgânico, assim como, das propriedades da água constituinte. Variações destes elementos podem diferenciar camadas em um mesmo depósito (GALVÃO; VAHL, 1996; NACIMENTO et al., 2010). Os componentes com maior volume são a lignina e celulose, cujo teor de substâncias húmicas associa-se diretamente com o estágio de decomposição do estrato vegetal. Cabe lembrar, que estas substâncias (húmicas) não são naturalmente encontradas nos vegetais vivos, sendo assim produto do ciclo de decomposição da matéria orgânica (FRANCHI; SÍGOLO; LIMA, 2003).

Quanto à classificação, a partir das características do húmus, em geral se reconhecem três tipos (JORGE, 1972):

¹ Estudos realizados pela Rede Natura® em 2004 destacam que 55% das espécies protegidas apresentam alguma relação de dependência com as áreas turfosas, sendo que 50% dos *habitats* protegidos, de alguma forma dependem de águas oriundas das turfeiras de zonas altas (MENDES; DIAS, 2008).

Turfa cálcica: ligada a regiões sem oscilação freática superior a 50 cm, elevado teor de cinzas (14% a 15%), sobre estrato calcário, originando turfeiras subaquáticas.

Turfa ácida: originada em águas com baixo teor de cálcio, geralmente atmosféricas, acumuladas sobre base impermeável, formando as turfeiras supra-aquáticas, com elevada acidez (pH 4 a 5) e baixo teor de cinza (2% a 3%).

Anmoor: solos gleizados com lençol freático pouco profundo, com possível oscilação em estação seca. Difere da turfa (matéria orgânica em estado puro), por ser um composto de argila com matéria orgânica alterada e transformada, com teores não excedendo os 30%. Estrutura compacta, plástica e pegajosa.

As substâncias húmicas possuem uma capacidade de troca catiônica (CTC) entre os maiores valores para materiais naturais. Isto imprime ao material importante agente agregador de partículas, potencializando a infiltração, resistência à lixiviação e retenção de nutrientes (FRANCHI; SÍGOLO; LIMA, 2003). Os valores de pH se relacionam intimamente com a CTC, pois a elevação dos índices reflete na dispersão do hidrogênio, que por sua vez, em função do ambiente pantanoso, combina-se com a hidroxila. A liberação do hidrogênio permite a substituição deste por outro cátion, potencializando a CTC da matéria orgânica (JORGE, 1972). Em resumo, pode-se dizer que quanto mais elevada for a CTC, maior é a capacidade de absorção de nutrientes, em função da resistência potencializada à lixiviação (FRANCHI; SÍGOLO; LIMA, 2003).

Diferente dos minerais de argila, a matéria orgânica em estado coloidal encontra-se amorfa, ou seja, uma substância que não apresenta estrutura definida e sua superfície é maior que das argilas. Para ilustrar, a CTC da caulinita e da montmorilonita é respectivamente 5 a 15 e.mg/100g. A CTC da matéria orgânica encontra-se na casa de 150 a 300 e.mg/100g, ou seja, chega a ser 60 vezes superior em comparação com estas frações minerais (JORGE, 1972).

Quanto às características físicas do material, um depósito orgânico pode conter camadas distintas, em função do grau de decomposição e propriedades do tecido de origem. Considerando a natureza do material de origem, as turfas podem ser classificadas segundo Brady (1989) em:

Sedimentar: geralmente depositada na parte inferior do perfil, em águas profundas. O tipo vegetal e o modo de decomposição tornam o material altamente

elástico. Tanto a absorção como a perda de água ocorre em taxas muito lentas, sendo capaz de reter quantidade cinco vezes maior que seu peso.

Fibrosa: frequentemente ocorre mais de uma unidade em um mesmo depósito. Elevada capacidade de retenção de água e níveis distintos de decomposição. Quando formadas a partir do musgo *Sphagnum* assumem elevada acidez; quando por *Cyperaceae* a acidez é moderada; e quando por *Typha*, tornam-se muito ácidas.

Lenhosa: pela existência de vegetação arbórea em muitas áreas pantanosas, a turfa de característica lenhosa é encontrada na superfície do depósito. Mas isso não pode ser entendido como regra geral, sendo que a elevação do nível da água poderia propiciar a substituição das árvores por outros tipos de vegetação, o que acaba originando a deposição de material fibroso sobre o lenhoso. Desta forma, pode acontecer que ao longo do perfil, o material de ordem lenhosa seja encontrado na base do depósito.

Franchi, Sígolo e Lima (2003) e Guerreiro et al. (2012) apresentam uma classificação dada por meio do grau de decomposição, segundo os pressupostos estabelecidos por von Post. Trata-se de uma aferição simples, que consiste basicamente em comprimir o sedimento em campo com a mão, analisando o grau de decomposição a partir das características do material que flui entre os dedos e aquele que permanece retido na mão, classificando-o em sáprico, hêmico ou fibroso.

Geograficamente, Costa et al. (2003) classificam as turfas entre Altas (Ombrotróficas), que somente recebem água de precipitações; e Baixas (Topotróficas), tendo seu desenvolvimento ligado diretamente com água oriunda do lençol freático, percolada por solos inorgânicos subjacentes.

Como parece haver uma série de questões ainda em aberto, no que tange a origem, áreas de influência e definição conceitual, neste trabalho será utilizada a nomenclatura 'depósitos turfosos' referindo-se a um sedimento relativamente recente, originado pela acumulação de restos vegetais e, em menor proporção, materiais minerais, depositado em uma bacia de acumulação sem interferência de extravasamento de canais fluviais, reduzida oxigenação, elevado pH e presença de água fruto de precipitações.

Quando bem preservados os depósitos turfosos podem ser considerados grandes bancos de informações pretéritas (BRADLEY, 1985), uma vez que, além de preservar características morfológicas e químicas, contém inúmeros microfósseis

como pólen, tecidos vegetais, fitólitos, algas diatomáceas, esporos de fungos e de algas, entre outros, depositados ao longo de seus extratos sedimentares. Assim, os sedimentos que constituem os depósitos turfosos são excelentes indicadores do ambiente de formação do depósito e seu entorno.

3.3 FITÓLITOS E SUA UTILIZAÇÃO EM ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS

Para compreender o ambiente passado, várias informações e objetos de análise podem ser utilizados. Comparar o material encontrado em solos e bacias sedimentares e confrontá-los, com marcadores modernos (*proxy*) vem se mostrando uma alternativa eficaz e confiável. Entre estes, podemos destacar grãos de pólen, espículas de esponjas, fragmentos de carvão e fitólitos (RAITZ; CALEGARI; PAISANI, 2012).

O conhecimento sobre as informações botânicas e paleoambientais dos fitólitos são conhecidas há bastante tempo, mas sua utilização nos estudos palinológicos com fins ambientais pode ser considerada recente. O que potencializa seu uso é o fato de ser encontrado com relativa abundância nos mais diversos sítios e sua elevada resistência, tornando-se uma alternativa eficiente em relação ao pólen, elemento amplamente difundido na reconstrução da vegetação (LEWIS, 1981; MADELLA, 2007).

Piperno (1991) argumenta que esta situação é curiosa, pois em 1835 um ano antes da descoberta dos grãos de pólen já se conhecia os fitólitos. A autora associa o atraso na utilização destes fósseis pela ciência em função da insuficiente compreensão da produção e variações morfológicas. Isso reflete na escassez de coleções fitolíticas de plantas modernas, necessárias para interpretação do material coletado em zonas sedimentares.

A construção dos fitólitos nas plantas, em especial nas Poaceae, maiores produtoras, tem início quando a sílica hidratada dissolvida no solo é absorvida pelas raízes e distribuída via sistema vascular para as demais partes da planta. Com o passar do tempo e a evapotranspiração, a sílica solidifica-se, sendo depositada nas células e espaços intercelulares, formando pequenas “pedras” de plantas, compostas basicamente de sílica e pequenas quantidades de água, conformando um dos fósseis de plantas mais resistentes conhecidos pela ciência (TWISS; SUESS; SMITH, 1969).

Estas precipitações podem ser encontradas por toda a planta, mas são nas partes aéreas onde se acumulam de maneira expressiva, seguindo a orientação do eixo de comprimento da folha (PIPERNO, 1991). Coe (2009) salienta que fitólitos são abundantes nas Poaceae, atingindo quantidades de sílica entre 1 e 5% do peso seco.

A sílica absorvida sob a forma de ácido silícico monomérico sofre o processo de polimerização, transformando-a em opala biogênica. Com o término do ciclo de vida da planta e sua conseqüente decomposição, é incorporada ao solo. Nele, permanecem por um longo período de tempo sob a forma de pequenas partículas de tamanho próximos à areia fina (100 a 50 μm) e silte (50 a 2 μm), de aparência semelhante à sílica natural (COE et al., 2007). Esta acumulação de sílica (fitólitos) acaba tendo uma função estrutural, contribuindo para assegurar maior resistência à planta. Um exemplo deste arranjo interno dos fitólitos na planta pode ser visto na Figura 14.

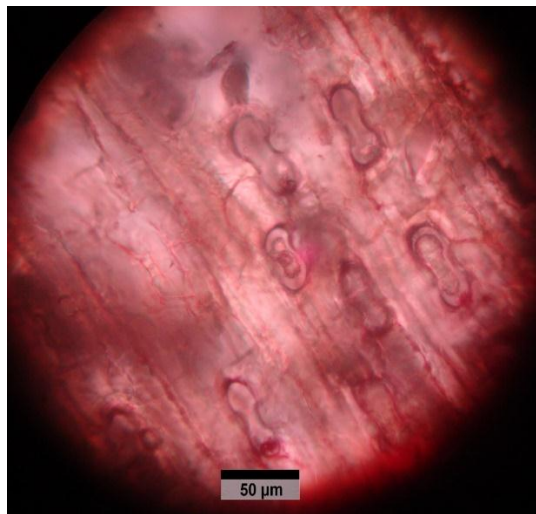


Figura 14: Morfologia e arranjo organizacional de fitólitos no interior de uma planta. Imagem extraída durante a leitura de uma unidade do depósito Coxilhão.

Por serem depositados em locais específicos ao longo da planta, os fitólitos acabam assumindo morfologias distintas entre determinados grupos vegetais. Sendo assim, a forma dos fitólitos permite que sejam feitas inferências taxonômicas (COE; CHUENG; GOMES, 2011). Twiss, Suess e Smith (1969) já destacavam em seus estudos preliminares a importância de buscar estabelecer uma classificação morfológica, uma vez que foram detectadas diferenças morfológicas na família Poaceae.

Alexandre et al. (1999) apontam que além da produção muitos fatores tafonômicos sobre os fitólitos não estão totalmente compreendidos, principalmente relacionados àqueles depositados em solos, em função da ação do intemperismo e bioturbação. Para Madella e Lancelotti (2012), as preocupações na interpretação fitolítica devem levar em consideração desde as condições do material no interior do vegetal até suas possíveis alterações pós-deposição. No primeiro caso, se a planta morrer precocemente sem completar seu ciclo de vida, os fitólitos podem apresentar silicificação incompleta, podendo gerar equivocada interpretação taxonômica. Num segundo momento, o material passa a sofrer com os processos de pedogênese e diagênese que, por meio de agentes físicos, químicos e biológicos, geram perda, transformação e translocação dos elementos. A bioturbação, por exemplo, pode vir a alterar a posição do fóssil no sedimento, interferindo na interpretação. Esta questão precisa ser elucidada, pois em regiões onde lagos e turfeiras não são comuns, é utilizado o material encontrado em solos.

Para compreender um conjunto de fitólitos é necessário reunir informações que permitam relacionar fitólitos modernos e fósseis, para desta forma interpretar o comportamento da vegetação ao longo de um determinado estrato sedimentar, inferindo sobre o ambiente ao qual foram depositados (COE; CHUENG; GOMES, 2011). A chave para a indentificação e classificação dos fitólitos recuperados em depósitos sedimentares, requer conhecimento detalhado das formas encontradas nas plantas contemporâneas (PIPERNO, 1989).

Piperno (1991) pontua que a exploração do material moderno deve ser estimulada, assim como, a comparação entre material moderno e aquele encontrado em depósitos antigos. Com a união destes trabalhos, será possível calibrar dados fitolíticos e suas produções, nos mais diversos ambientes. Isso vai permitir investigações mais precisas, maior integração entre os profissionais, reforçando a interdisciplinaridade e reduzindo lacunas.

As referências sobre identificação de fitólitos modernos podem ser encontradas nos trabalhos de Sendulsky e Labouriau (1966), Sondahl e Labouriau (1970), Zucol (1998), Rasbold et al. (2011), Raitz, Calegari e Paisani (2012), Monteiro et al. (2012), Coe e Osterrieth (2014), além da palinoteca virtual do Laboratório de Estudos Paleoambientais da Fecilcam – LEPAFE.

Deve-se destacar que os estudos que tem como base dados fitolíticos, não tem a pretensão de estabelecer quais espécies colonizavam um dado local; mas

sim, se ocorreu ou não variação na tipologia vegetal. A partir da análise de uma assembleia de fitólitos é possível conhecer sobre a dinâmica vegetal de um dado ponto ao nível de família e subfamília (MONTEIRO, 2012).

Apesar de existir lacunas, os registros encontrados nos perfis de sedimentos conservam características e informações válidas que atendem as necessidades para a reconstrução da dinâmica da vegetação passada, já que os fitólitos conservam inalteradas por um longo período de tempo características morfológicas passíveis de identificação e classificação taxonômica (PIPERNO, 1991). Exemplos das diversas formas usadas neste trabalho podem ser vistas na figura 15. Já o anexo 02, apresenta uma listagem que inclui, tanto as formas usadas na interpretação paleoambiental, como àquelas mais esporádicas e, as que até o momento não foram identificadas.

Porém, mesmo os fitólitos sendo partículas extremamente resistentes, com o passar dos anos podem vir a sofrer danos pela ação do intemperismo, resultando de sua incorporação ao solo. Por isso, as características ambientais do ponto de deposição exerce fundamental importância para a conservação destes microfósseis (LEWIS, 1981).

Por não ter um deslocamento tão grande quanto os animais e os grãos de pólen, a localização dos fitólitos, está diretamente relacionada a fatores ambientais deste ponto, torna-os detentores de informações locais. A presença destes elementos em um estrato sedimentar indica que no nível onde se encontra é possível inferir sobre as condições do ambiente físico, em especial sobre vegetação e clima pretérito (PIPERNO, 1991; SALGADO-LABOURIAU, 2007).

Madella e Lancelotti (2012), mesmo admitindo que o transporte de fitólitos não ocorre em grandes distâncias em função do seu peso, apontam que possíveis perturbações do material podem ocorrer durante sua deposição, principalmente em zonas secas e de vegetação esparsa, com ventos de maior intensidade, assim como, regiões com intensas precipitações, onde ocorre maior escoamento superficial. Mesmo havendo a possibilidade de perturbações, estas são reduzidas em comparação com o pólen, pois a morfologia dos fitólitos é mais robusta, alongada e menos arredondada. Quando depositados em ambiente turfoso tais perturbações são praticamente nulas, favorecendo a conservação (PIPERNO, 1991; LEWIS, 1981). Este caráter de baixa mobilidade dá confiabilidade aos resultados, podendo estes fósseis serem utilizados para demonstrar sensíveis variações na

umidade (LEWIS, 1981). Já Piperno (1991) destaca que sua elevada resistência permite muitas vezes resistir às queimadas.

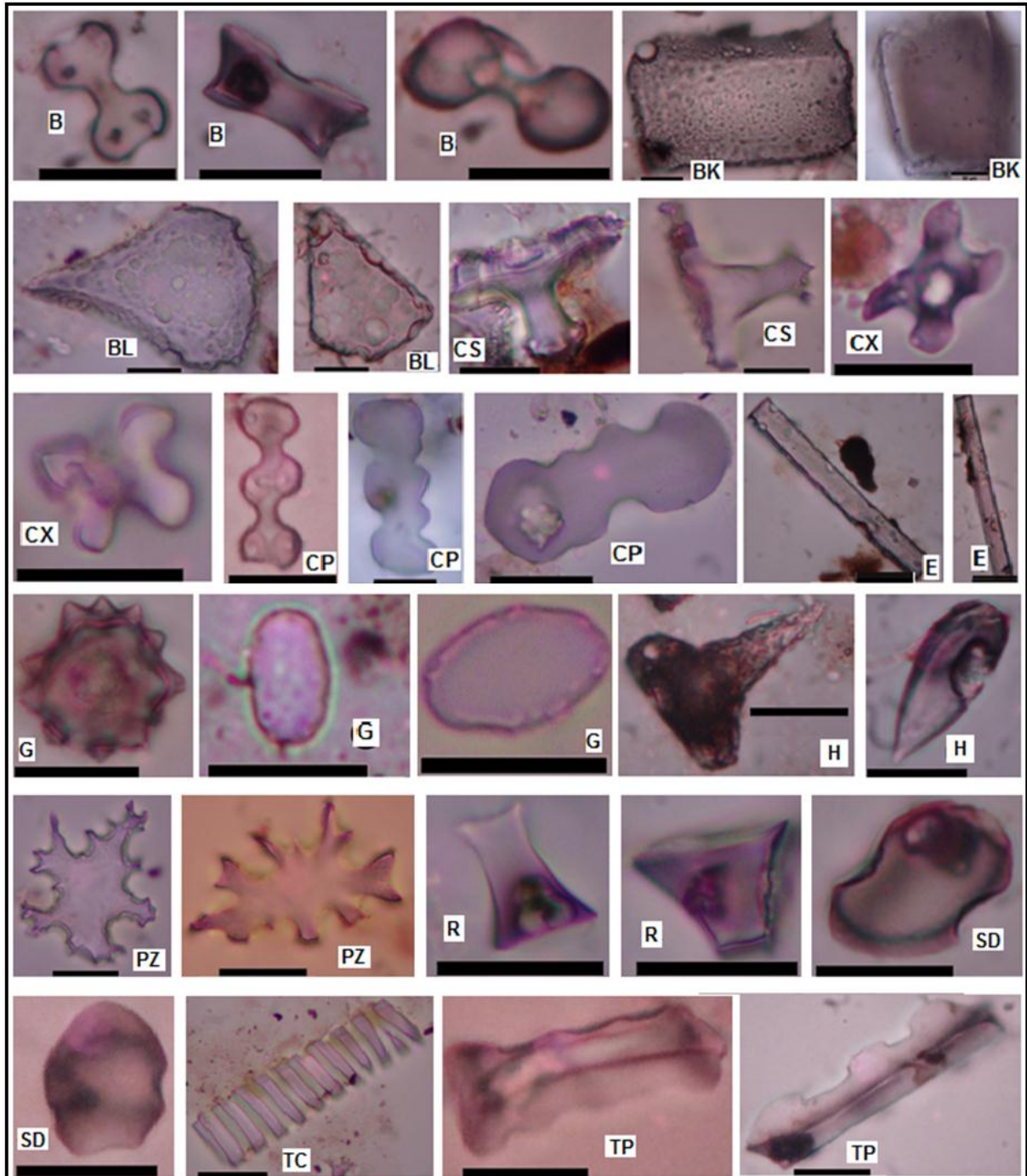


Figura 15: Microfotografias das formas de fitólitos. As imagens representam os morfotipos encontrados nos três depósitos analisados neste estudo. B) *Bilobate*, BK) *Blocky*, BL) *Buliform*, CS) *Cone Shape*, CX) *Cross*, CP) *Cylindrical Polylobate*, E) *Elongate*, G) *Globular*, H) *Hair*, TE) *Treel*, R) *Rondel*, SD) *Saddle*, TC) *Tracheid*, TP) *Trapeziform*. Escala: 50µm.

Lewis (1981) reforça que para um bom trabalho paleoambiental, três critérios devem ser obedecidos: o material precisa ser resistente a decomposição e estar bem preservado; apresentar características que lhe permite separação taxonômica e; ser encontrado em quantidade suficiente que permita analisar o conjunto dos elementos. Os fitólitos atendem essas exigências.

Resumidamente os estudos de fitólitos podem fornecer diversas informações, não apenas sobre o clima de uma dada área, como também informar por quanto tempo o local foi ocupado por determinado tipo de vegetação e se houve ou não alteração nesta, tendo em vista que mudanças na vegetação são mostradas por meio das variações nas classes de fitólitos (LEWIS, 1981; ALEXANDRE et al., 1999).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentados os protocolos utilizados ao longo do trabalho. Desta forma, o capítulo é dividido em duas partes: trabalhos de campo e protocolos laboratoriais.

4.1 TRABALHOS DE CAMPO

4.1.1 Seleção das áreas amostrais

O início dos trabalhos se deu com o reconhecimento de três áreas passíveis de estudos que representariam o Segundo e Terceiro Planalto. Os depósitos escolhidos - Embrapa, Aroeiras e Coxilhão, em Ponta Grossa, Guarapuava e Palmas/PR respectivamente, foram selecionados principalmente por três critérios:

- 1) preservação do depósito, que garante confiabilidade para a reconstrução paleoambiental;
- 2) áreas hidromórficas em elevada altitude dentro das suas respectivas unidades;
- 3) áreas que já possuem estudos - por Silva (2013), Silva et al. (2016), Souza (2013) e ICMBio (2013) - permitindo que sejam feitas correlações.
- 4) depósitos que não encontram-se em área de influência de cheias dos canais fluviais

4.1.2 Coleta do material sedimentar

Selecionadas as áreas, a partir de sequências de tradagens foram estabelecidos os pontos de maior profundidade, de maneira a coletar o maior número de sequências deposicionais e, conseqüentemente, buscar atingir datações mais antigas.

Com a colaboração do Laboratório de Conservação da Natureza do Curso de Pós-graduação em Engenharia Florestal da Universidade Federal do Paraná, utilizou-se um trado tipo Russo, que coletou secções de 50cm de comprimento por 2.5 cm de diâmetro (Fig. 16). O trado é introduzido e a coleta é feita a partir de um giro dado em seu próprio eixo, sem que haja contaminação de sedimentos sobrejacentes e alterações das sequências sedimentares. A secção coletada é transferida cuidadosamente para uma meia cana de PVC, selada com filme plástico

e guardada em freezer até o momento da análise. Após cada coleta o trado é lavado e a cada duas coletas uma nova haste de prolongamento é acoplada, permitindo atingir até a base do depósito.



Figura 16: Material coletado – Depósito Embrapa (esq.) e trado tipo Russo (dir.). Fonte: R.S. Moro, 2016.

De cada depósito foram obtidos um testemunho e uma réplica (separados no máximo em 30cm). A duplicação na coleta tem o objetivo de verificar possíveis contaminações e dispor de material extra para repetição de análises duvidosas, além de permitir extração futura de outros palinomorfos, como pólen e diatomáceas.

4.1.3 Coleta de material botânico

O material botânico das três áreas estudadas foi amostrado pelo método de caminhamento (FILGUEIRAS et al., 1994), onde toda a área dos depósitos e seu entorno imediato é percorrida para coleta de espécimes da flora local. Cada amostra foi acondicionada em prensa de papelão e jornal e seca em estufa por aproximadamente 72 horas a 50°C. O material foi determinado por comparação com o acervo do Herbário HUPG, da Universidade Estadual de Ponta Grossa, e foi tombado tanto para formação de referência da flora atual, quanto para fornecer subsídios a interpretação fitolítica.

4.2 PROTOCOLOS LABORATORIAIS

A preparação do material e análises ocorreram no laboratório M-41 e no laboratório multiusuários Lab-Mu do Campus da UEPG. As análises de datação e isótopos estáveis foram realizadas pelo Laboratório de ^{14}C vinculado ao CENA/USP (Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo).

Foi utilizado o programa Past (HAMMER et al., 2001) para os testes estatísticos paramétricos e não-paramétricos, correlação de variáveis e análise multivariada dos resultados obtidos.

4.2.1 Descrição macroscópica dos perfis

Em laboratório as secções dos testemunhos dos três depósitos coletados foram alinhados obedecendo a sequência cronológica, abertos e descritos macroscopicamente. Seguiu-se critérios de coloração de Munsell para solos, características da matéria orgânica, modo de organização e grau de alteração do sedimento, presença de areia e argilas, tipos de restos vegetais e outros fragmentos. Quando necessário, os restos vegetais foram analisados sob lupa estereoscópica e microscópio para identificar sua origem.

4.2.2 Recuperação fitolítica

A análise fitolítica seguiu a metodologia desenvolvida por Faegri e Iversen (1975), e utilizada por Parolin, Medeanic e Stevaux (2006), Leonhardt e Lorscheitter (2007), Macedo et al. (2007), Bauermann et al. (2008), Leonhardt e Lorscheitter (2008), Luz e Parolin (2014), Monteiro (2015) e Paisani et al. (2016). Ainda que trabalhosa, a separação feita por densidade utilizando líquido pesado não requer equipamentos de alto custo (PARR, 2002).

A sequência metodológica apresentada a seguir é uma adaptação e aperfeiçoamento da rotina desenvolvida pelo Laboratório de Estudos Paleoambientais da FECILCAM – LEPAFE. O procedimento consiste em submeter o material a tratamento químico e físico:

- 1- Após seco em estufa na temperatura de 50 °C, o material foi destorroado até a fração areia muito grossa e 3 cm³ foram separados para procedimentos posteriores. Fragmentar o material em frações menores poderia comprometer a integridade dos palinomorfos.

- 2- O material foi colocado em um béquer e coberto por aproximadamente 100 mL de Hidróxido de Potássio a 10%, e levado a chapa de aquecimento até atingir ponto de fervura. Após esta etapa, o material foi acondicionado em novo recipiente de maior capacidade, onde acrescentou-se água destilada até completar 1000 mL. A solução permaneceu decantando pelo intervalo de uma hora e após, 50% do soluto foi cuidadosamente dispensado e novamente acrescentou-se água para completar 1000 mL. Esta lavagem teve a finalidade de reduzir o pH (estabilizando-o em torno de 7), desagregar a celulose, separar os palinomorfos e eliminar o excesso de argila. Isto favorece a confecção de lâminas mais limpas, facilitando a identificação e, conseqüentemente, a interpretação. A quantidade de repetições das lavagens varia muito de acordo com as características do sedimento, mas em geral foi necessário efetuar cerca de 15 a 20 lavagens por amostra.

- 3- Quando a água ficou menos turva e o material decantou mais rapidamente (cerca de 15 minutos), eliminou-se o máximo possível de água, (permanecendo aproximadamente 200 mL, que foi passada a uma proveta de 250 mL). Quando decantou novamente, formou-se um depósito no fundo e a água sobrenadante foi eliminada. O material restante passou para um tubo de ensaio de 50 mL para centrifugação a 500 rpm durante 3 minutos. O sobrenadante foi eliminado e o tubo de ensaio contendo o material palinomórfico descansou aberto em local protegido para redução da umidade. Essa eliminação máxima da água é necessária para a adição de Cloreto de Zinco, que não pode ter sua densidade alterada.

- 4- Foi acrescentado cerca de 20 mL de Cloreto de Zinco na densidade de 2.3 cm³ (medida feita com picnômetro), agitando a solução com bastão de vidro até atingir uniformidade. Na seqüência ocorreu centrifugação por 5 minutos a 500 rpm. Ao final do procedimento, os fitólitos estavam separados do restante do material (Fig. 17). O sobrenadante é separado em béquer, lavado e centrifugado até a eliminação total do Cloreto de Zinco.

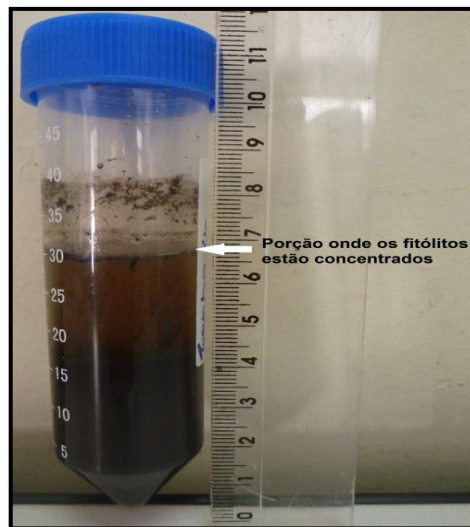


Figura 17: Resultado da separação palinomórfica por meio de densidade. Fonte: Autor.

5- Por fim, 50 μ l do sobrenadante foram dispensados através de uma micropipeta sobre uma lamínula e levado para evaporação em chapa de aquecimento. Quando seca, a lamínula foi invertida sobre uma lâmina limpa e desengordurada para a inclusão do material em resina plástica térmica *Cargille Meltmount® quick-stick*, com índice de refração de 1.704 (<http://www.cargille.com/meltmount.shtml>).

4.2.3 Contagem e classificação fitolítica

Para este procedimento foi utilizado microscópio óptico com aumento de 40x, sendo contados 200 fitólitos por lâmina, ao longo de transectos transversais. Para o levantamento da concentração fitolítica, que é uma média da quantidade de fitólitos encontrados por transecto, foi efetuada a contagem total de fitólitos em três transectos e feita uma média simples. Quando necessário, para melhor identificação dos palinomorfos, foram efetuadas fotomicrografias com câmara digital Nikon CoolPix P600 16 megapixels acoplada à ocular, sob óleo de imersão, em aumento de 1000x.

A classificação dos fitólitos se deu por comparação com material de referência, palinoteca do LEPAFE, assim como pela bibliografia especializada: Twiss, Suess e Smith (1969), Twiss (1987), Alexandre et al. (1999), Iriarte (2003), Madella, Alexandre e Ball (2005), Bremond et al. (2005), Piperno (1988, 2006), Piperno e Pearsall (1998), Honaine, Zucol e Osterrieth (2006, 2009), Barboni,

Bremond e Bonnefille (2007), Borrelli, Osterrieth e Marcovecchio (2008), Medeanic et al. (2008), Coe (2009), Honaine, Osterrieth e Zucol (2006), Mercader et al. (2009), Rasbold et al. (2011), Raitz, Calegari e Paisani (2012), Calegari et al. (2015), Monteiro, Parolin e Caxambu (2015) e Gao et al. (2018).

O quadro 1 ilustra de modo sintético as formas encontradas neste trabalho e suas características taxonômicas e ambientais, cujas ilustrações constam na Fig. 15.

Quadro 1 – Descrição das características das principais formas fitolíticas e sua bioindicação.

FORMA	VEGETAÇÃO/TÁXONS RELACIONADOS	AMBIENTE
<i>Bilobate</i>	Gramíneas, sobretudo Panicoideae alta C4, também algumas Panicoideae C3; Chloridoideae, Arundinoideae e Bambusoideae	Quente úmido, áreas à sombra, sob o dossel de florestas tropicais.
<i>Blocky</i>	Vegetação arbórea e arbustiva	Quente e úmido
<i>Bulliform</i>	Gramíneas em geral	Condição seca
<i>Cone Shape</i>	Cyperaceae, Bromeliaceae	Ambiente úmido
<i>Cross</i>	Panicoideae	Quente úmido, áreas à sombra, sob o dossel de florestas tropicais.
<i>Cylindrical polylobate</i>	Gramíneas, sobretudo Panicoideae (C4 e C3)	Quente úmido
<i>Elongate</i>	Gramíneas em geral	
<i>Globular</i>	Palmae, Orchidaceae, Bromeliaceae	Quente e úmido
<i>Hair</i>	Gramíneas em geral e também nas Palmae, sementes de outras plantas	
<i>Rondel</i>	Gramíneas, sobretudo Pooideae C3, também Bambusoideae	Regiões temperadas frias e altas elevações intertropicais
<i>Saddle</i>	Gramíneas, sobretudo Chloridoideae baixas C4; algumas Bambusoideae C3, Arundinoideae C3	Regiões secas de baixa latitude e altitude ou condições edáficas
<i>Tracheid</i>	Gramíneas em geral e também em Arecaceae	

Trapeziform	Gramíneas, sobretudo Pooideae. Alguns morfotipos podem ser produzidos por vegetação arbórea e arbustiva.	Regiões temperadas, frias e altas elevações intertropicais.
Tree	Vegetação arbórea a arbustiva	Quente e úmido

4.2.4 Quantificação da matéria orgânica

Seguiu o estipulado pelo método 2.2 da Embrapa (1979), nas dependências do Lab-Mu, onde uma quantidade conhecida de material já seco foi acondicionado em cadinho de porcelana e levado à mufla a 800°C durante 4 horas. Após resfriamento, pela diferença entre o peso inicial e residual obteve-se o percentual de matéria orgânica.

4.2.5 Datação (¹⁴C)

O método de datação ¹⁴C é simplificadaamente um relógio de decaimento radioativo, onde a radioatividade residual da amostra é comparada ao valor inicial, tido como constante. Esta constante parte dos dados atmosféricos levantados no ano de 1950, entendido como presente. Assim, os resultados obtidos são acompanhados da sigla AP (antes do presente) (SUGUIO, 1999).

A técnica se fundamenta basicamente na produção contínua em alta atmosfera do carbono radioativo (¹⁴C) que, quando oxidado (¹⁴CO₂), passa a fazer parte do ciclo global do carbono. Durante sua vida animais e plantas assimilam ¹⁴C e, com sua morte, a absorção é cessada, iniciando a desintegração do carbono a taxas constantes. Os índices de desintegração estão baseados no valor de meia-vida do carbono, de 5.568 anos, e seu limite de detecção máxima é por volta de 60.000 anos (PESSENDA; LISI; GOUVEIA 1998; PESSENDA et al., 2005; GOUVEIA; PESSENDA; ARAVENA, 1999).

Na determinação da idade ¹⁴C, deve-se proceder a uma correção por fracionamento isotópico. Tendo em vista que as plantas, durante a fotossíntese, absorvem indiscriminadamente CO₂ e isótopos ¹²C e ¹³C, isto interfere nas datações. Este ajuste é feito aplicando-se a equação apresentada por Pessenda, Lisi e Gouveia (1998):

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \times 1000$$

Sendo $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$

Foram realizadas duas datações absolutas por testemunho amostrado. As demais idades apontadas no trabalho, referen-se a idades relativas, levantadas por meio de resultados obtidos em outros trabalhos que apontam correlação com os dados fitolíticos aqui encontrados.

4.2.6 Isótopos estáveis da matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}$)

Contrariamente ao ${}^{14}\text{C}$, os chamados isótopos estáveis ${}^{13}\text{C}$ e ${}^{12}\text{C}$, elementos também ligados à matéria orgânica, não variam sua massa com o passar do tempo. Por meio da técnica de espectrometria de massa, os isótopos estáveis fornecem informações sobre características da vegetação, e assim contribuem também para as interpretações paleoambientais (MARTINELLI et al., 2009).

A partir do carbono, os isótopos ${}^{12}\text{C}$ e ${}^{13}\text{C}$ produzem respectivamente 98,89% e 1,11% do carbono encontrado na natureza (PESSENDA; GOUVEIA; LISI, 1998). Porém, por meio de processos físicos, químicos e biológicos durante a formação destes compostos, pode ocorrer fracionamento isotópico e a razão isotópica difere da fonte de origem. Desta maneira, o carbono inorgânico é enriquecido com ${}^{13}\text{C}$ e o carbono orgânico empobrecido de ${}^{13}\text{C}$ (PESSENDA, 2010). O método busca quantificar as variações do isótopo mais raro, no caso o ${}^{13}\text{C}$. Como a discriminação isotópica ocorre nas plantas a partir da assimilação do CO_2 ; com a decomposição da planta esta pequena variação na composição do $\delta^{13}\text{C}$, integra, junto ao reservatório de matéria orgânica do solo, informações sobre os ciclos fotossintéticos. Em se tratando de vegetação, a razão ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ do carbono orgânico encontrado no solo e sedimentos nos indica a presença ou ausência de espécies de plantas com os ciclos fotossintéticos C_3 (baixo ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$) e C_4 (alto ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$). Com ecologia e morfologia distintas, as variações de C_3 - C_4 indicam variação tanto na estrutura quanto na função dos ecossistemas (PESSENDA; GOUVEIA; LISI, 1998).

4.2.7 Correlação entre dados fitolíticos e interpretação da flora a nível regional

Para extrapolar regionalmente os dados obtidos localmente na análise dos testemunhos, buscou-se amparo na extensa literatura produzida para os campos de altitude dos três estados sulinos, especialmente Rio Grande do Sul e Paraná. Em

termos biogeográficos, estão incluídos nos Campos Sulinos (MMA/SBF, 2000), ecossistemas campestres do bioma Mata Atlântica (IBGE, 2004). Parte-se da 1ª. Lei da Geografia, de Wlodo Tobler, onde "Tudo está relacionado com tudo o resto, mas coisas próximas estão mais relacionadas do que coisas distantes", sendo esta a base do conceito de dependência espacial e princípio fundador da autocorrelação espacial.

A vegetação do mosaico de campos e capões de mata com araucária nos planaltos sulbrasileiros, responde as mesmas determinantes biogeográficas de amplitude regional (estando presente também na região sudeste de forma descontínua, em áreas de maior altitude, e nos países vizinhos Paraguai e Argentina), já bastante evidenciadas desde há um século por Wettstein (1904), Lindamnn (1906), Hoehne (1930), Rambo (1951), Hueck (1953, 1957), Kuhlmann (1952), Maack (1950), Klein (1960), passando por Klein e Hatschbach (1971), Bolós, Hatschbach e Cervi (1991) e Leite (1995). Mais recentemente, grande atenção tem sido dada a constituição dos campos nativos, em trabalhos de revisão de Castella e Britez (2004), Boldrini (2009), Overbeck et al. (2015) e Pillar e Lange (2015), entre outros.

Foi observado que, a nível regional, ocorrem nas áreas campestres mais de 1.200 espécies, sendo as principais famílias Asteraceae, Poaceae, Cyperaceae e Fabaceae. Nas áreas de floresta com araucária, foram determinadas mais de 400 espécies arbóreas, sendo as principais famílias Lauraceae, Salicaceae, Myrtaceae, Sapindaceae, Fabaceae e Araucariaceae.

Apesar de alguma variação geológica, predominam Cambissolos quase sempre associados a Neossolos Litólicos nas áreas com maior declividade e rupturas de relevo, e Latossolos Vermelho-amarelos no topo das vertentes suaves. Nas áreas sujeitas a encharcamento temporário ou permanente, ocorrem Gleissolos Melânicos e Organossolos de altitude (turfeiras), também de baixa fertilidade natural. Predomina nessas áreas o relevo suave ondulado, com partes onduladas e muitos afloramentos rochosos. Segundo Almeida (2009) esses solos mantem em comum altos índices de matéria orgânica superficial, reduzidas quantidades de cálcio, magnésio e potássio e pH baixo, reflexo do clima mais frio da região. Isso caba favorecendo o acúmulo de restos orgânicos, tornando-os deficientes em nutrientes, talvez favorecendo a vegetação campreste e restringindo a floresta.

A abundante insolação e ventos freqüentes são fatores que selecionam determinadas espécies para estes ecossistemas. LINDMAN (1906) aponta algumas características impressas na campestre como grande numero de espécies com denso indumento piloso, outras apresentam folhas coriáceas, lisas e, com freqüência, reflexivas. Muitas plantas possuem folhas pequenas e estreitas, presença de espinhos, tecidos que acumulam água. Um grande numero de espécimes possuem órgãos subterrâneos espessados, como bulbos, rizomas e xilopódios. Estas características xerófitas, são as adaptações da vegetação para ambientes desabrigados, com solos pobres em nutrientes e em água.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 DESCRIÇÃO DOS PERFIS

5.1.1 Embrapa

0-50 cm: Cor preta (7.5 YR 2.5/1). Parte do material orgânico está bem decompostas. Porém a grande presença de restos vegetais folhas e caules de herbáceas (espessura inferior a 3 mm e comprimento variado, desde 0,5 até 20 cm) garantem aspecto fibroso à unidade.

50-95 cm: Cor preta (7.5 YR 2.5/1). Elevação da compactação. Apesar da redução da presença de material não decomposto, estes ainda é encontrado na proporção de 10%.

95-193 cm: Cor preta (7.5 YR 2.5/1). Material orgânico em avançada decomposição. A presença de restos vegetais se restringe a menos de 2%, sendo encontrada apenas nos primeiros 15 cm da unidade. Ao tato são perceptíveis granulações de areia, com diâmetro inferior a 1 mm, que aumentam em proporção no final da unidade.

193-200 cm: Cor preta (5 YR 2.5/1) com uma fina camada entreposta horizontalmente composta de material de cor cinza amarronzado claro (10 YR 6/2). Granulação mais fina do que a percebida nas camadas anteriores, com textura argilo arenosa.

200-232: Cor preta (7.5 YR 2.5/1). O sedimento retorna as características descritas entre 95 e 193 cm.

232-247: Cor marrom (7.5 YR 5/2). Unidade basicamente arenosa, com granulação inferior a 0,5 mm. A uniformidade é quebrada em dois momentos, 234 e 237 cm, com presença de um sedimento areno-argiloso na cor cinza muito escuro (10 YR 3/1).

5.1.2. Aroeiras

0-30 cm: Cor preta (7.5 YR 2.5/1). Sedimento parcialmente decomposto, com fragmentos de aparência orgânica perceptíveis ao tato. Aspecto fibroso devido a presença de material parcialmente lenhoso com aparência de raízes. Fragmentos de raízes, distribuídas em proporção de 4%, possuem maior espessura (± 2 mm) no topo da unidade e sua espessura diminuem com a profundidade.

30-70 cm: Cor preta (7.5 YR 2.5/1). Presença de fragmentos orgânicos menos perceptíveis ao tato, talvez pela maior decomposição. Redução do material com aspecto fibroso e da presença de raízes, quando comparados com o estrato anterior.

70-130 cm: Cor preta (7.5 YR 2.5/1). Fração orgânica totalmente decomposta, formando uma massa uniforme e plástica. Entre 70 e 100 cm ainda é possível observar raízes muito finas, de espessura inferior a 1 mm, em proporção inferior a 1%.

130-140 cm: Cor cinza escuro (2.5Y 4/1). Sedimento de aspecto argiloso com elevada plasticidade.

140-222 cm: Cor preta avermelhada (2.5 YR 2.5/1). Material orgânico bem decomposto e uniforme, porém apresenta fragmentos vegetais relativamente grandes em relação aos estratos anteriores (podendo ser maior a 1 cm), com características lenhosas (Fig. 18). Presença de granulação muito fina ao tato, confirmando presença de areia. No sentido topo/base, há adensamento do material.



Figura 18: Fragmentos vegetais encontrados na base do depósito Aroeiras (140-222 cm).

5.1.3 Coxilhão

0-18 cm: Elevada presença de restos vegetais pouco decompostos. É possível identificar bainhas foliares (5 mm de espessura e comprimento entre 2 e 3 cm), finas raízes (diâmetro inferior a 1 mm) e restos de limbos de folhas (4 mm de largura e 1,5 cm de comprimento).

18-26 cm: Unidade formada por restos vegetais decompostos (cor preta 5 YR 2.5/1) e não decompostos. Não são mais visíveis raízes viventes.

26-40 cm: Cor preta (10 YR 2/1). A presença de fragmentos orgânicos se reduz em comparação com as unidades anteriores, diminuindo de 25% no topo a 10% na base. Granulação fina sugestiva de incompleta decomposição de restos orgânicos.

40-54 cm: Cor preta (10 YR 2/1). Apesar das frações orgânicas estarem em avançado estado de decomposição, ainda se percebe a presença de restos vegetais na proporção de até 5%.

54-60 cm: Cor cinza escuro (10 YR 3/1). Sedimento argiloso. Pequenos fragmentos vegetais (inferior a 1 mm) ainda visíveis, assim como mosqueamentos (\pm 1 mm) nas cores preta (7 YR 2.5/1) e cinza (5 YR 6/1).

60-67 cm: Cor cinza (10 YR 4/1). Sedimento semelhante à unidade anterior com mosqueamentos na cor preta (7 YR 2.5/1) visíveis apenas no início da unidade.

67-96 cm: Sedimento argiloso mantendo a cor da unidade anterior mas com presença de restos vegetais (até 3%) com espessura de 1 mm e comprimento máximo de 2.5 cm. Presença de fragmentos rochosos de variado tamanho (Fig. 19). Há mosqueamentos (10%) na cor amarela avermelhada (7.5 YR 6/8).



Figura 19: Fragmentos rochosos encontrados na base do depósito Coxilhão (67-96 cm).

A partir das características do húmus (JORGE, 1972) pode-se dizer que os depósitos estudados tendem a turfa ácida. Considerando a natureza do material de origem (BRADY 1989) ao longo de todos os testemunhos foram observadas características sedimentar, fibrosa e lenhosa. Uma classificação geográfica a partir dos pressupostos de Costa et al. (2003) não seria prudente, por não se conhecer suficientemente as dinâmicas das águas superficiais e de nível freático das áreas estudadas.

5.2 PERCENTUAIS DE PERDA DE MATÉRIA ORGÂNICA

A Figura 20 apresenta a variação dos percentuais de matéria orgânica obtidos para os três pontos analisados. Em linhas gerais o que se tem é uma evolução bastante parecida a partir redução nos índices no sentido topo/base, sendo que as amostras localizadas próximas ao topo tiveram percentuais acima de 60% e, no sentido base, entorno de 20% para Aroeiras e Embrapa e 10% para Coxilhão.

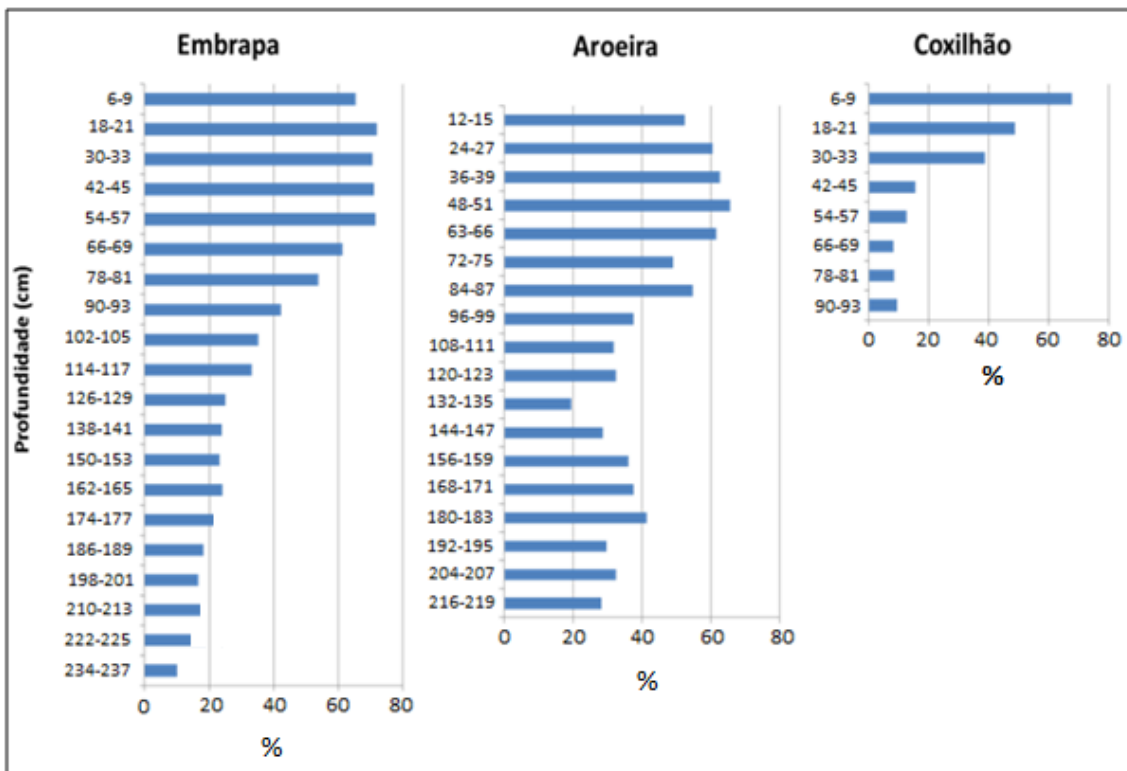


Figura 20: Percentuais de matéria orgânica ao longo dos perfis analisados.

5.3 DADOS ISOTÓPICOS DA MATÉRIA ORGÂNICA

Os dados isotópicos (Fig. 21), não permitem que sejam feitas interpretações mais acuradas sobre vegetação e ambiente. Porém, a partir dos apontamentos apresentados no item 4.2.6 é possível observar que os dados obtidos para o Depósito Aroeiras apresentam exclusividade de plantas com ciclo fotossintético C_3 (baixo $^{13}C/^{12}C$) sendo sugestiva, presença de vegetação florestal ao longo de todo depósito. Já para o Depósito Embrapa, entre 222 e 132 cm é sugestivo o predomínio de elementos do tipo C_4 (alto $^{13}C/^{12}C$) vegetação aberta, possivelmente de características herbáceas. Na sequência, direção topo, o que se tem é um misto C_3/C_4 . Para o Depósito Coxilhão, se tem o inverso, um possível misto C_3/C_4 na base do depósito partindo gradualmente para predomínio de elementos C_4 no topo.

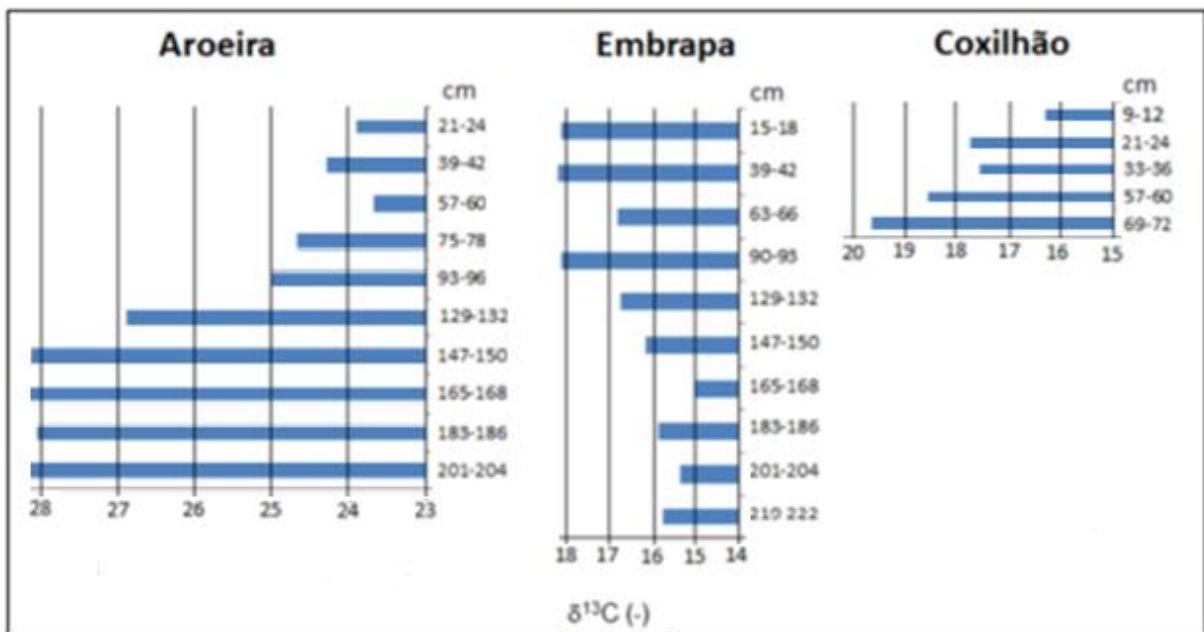


Figura 21: Variação dos dados isotópicos ao longo dos perfis analisados.

De acordo com Pessenda et al. (2005), estes valores $\delta^{13}C$ estão sendo calibrados de acordo com as características de cada ecossistema. Porém, como é visível na figura 22, cerca de 85% das plantas pertencem ao fator fotossintético C_3 , que compreendem desde as florestas boreais até os trópicos, em valores que variam de -32‰ até -22‰, com média de -27‰. Já as plantas C_4 , que representam cerca de 5% das espécies existentes, apresentam valores de $\delta^{13}C$ variando entre -9 e -17‰, com média de -13‰. As plantas CAM são as chamadas plantas suculentas, que na região incluem cactos e bromélias.

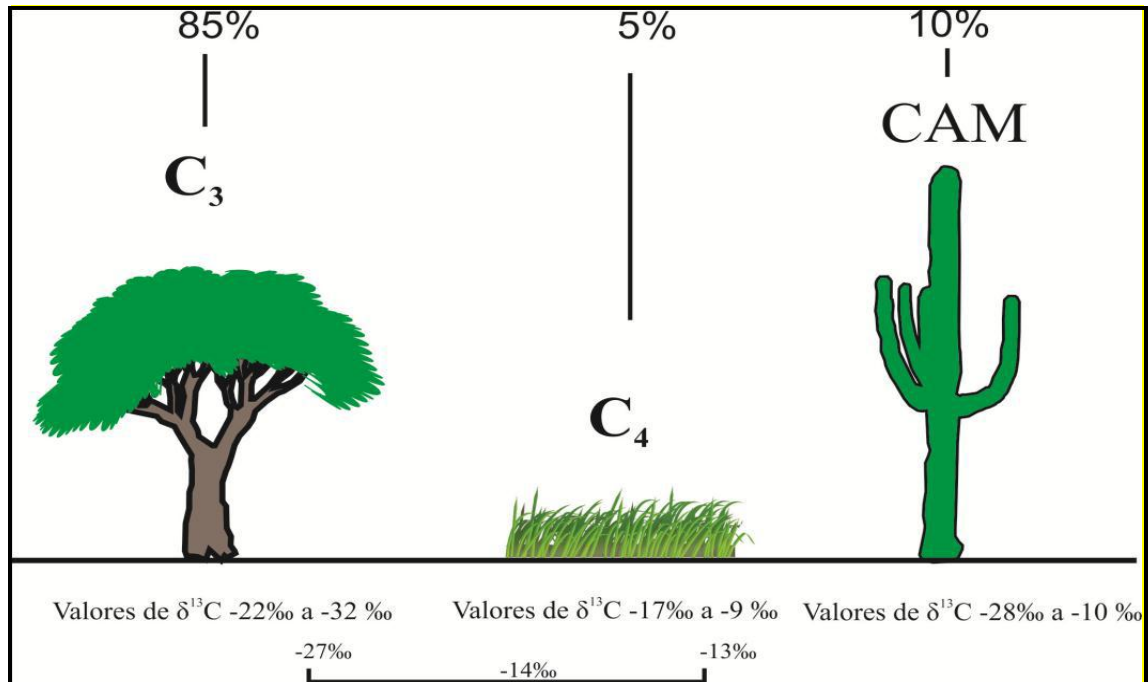


Figura 22: Variação dos valores isotópicos e principais fontes produtoras. Fonte: Boutton, 1991, a partir de Pessenda, 2010.

Quanto às datações, para cada perfil estudado foram obtidas duas idades. O material referente ao depósito Aroeiras obteve em sua base (222 cm) a idade de 13.660 anos AP Cal. e 9.222 anos AP Cal. na porção intermediária (114 cm). Evidenciando que a origem do material depositado ao final do Pleistoceno. Já os resultados para o depósito Embrapa, apontam idade de 34.550 anos AP Cal. em 240 cm e, 18.680 anos AP Cal. em 114 cm. Assim a origem do material que compõem o depósito remonta ao pleistoceno. Por fim, as idades obtidas no depósito Coxilhão foram 4.920 e 3.760 anos AP Cal. em 96 e 48 cm respectivamente, revelando idade relativamente recente, quando comparado com os demais e, formado exclusivamente por material Holocênico.

5.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A VEGETAÇÃO CONTEMPORÂNEA DOS LOCAIS AMOSTRADOS

Todos os locais foram amostrados em áreas de Estepe Higrófila, correspondente às áreas de campos de má drenagem onde há surgência de água e fisionomia predominantemente herbácea. A vegetação graminóide é contínua e adaptada à saturação hídrica periódica com elevação do lençol freático nos meses chuvosos.

A cobertura vegetal é formada por plantas herbáceas em geral de porte mais alto que os campos melhor drenados no entorno, em torno de 45 cm até 1,5 m no caso de arbustivas sobre solos mais consolidados, podendo apresentar plantas especializadas pertencentes às famílias Eriocaulaceae, Juncaceae, Poaceae, Asteraceae, Rubiaceae e Cyperaceae.

Quanto à fisionomia, nessas comunidades quase metade dos táxons apresentam lâminas foliares longas, paleáceas e estreitas, que as enquadram na concepção leiga de ‘capins’ (Poaceae, Cyperaceae, Eriocaulaceae, Juncaceae, Xyridaceae), levando-se a confundir de maneira equivocada, sua homogeneidade morfológica com baixa diversidade.

A presença de plantas de ciclo C_3 não é desprezível nesses ambientes, nos quais os arbustos de Myrtaceae e Ericaceae concorrem com altas ervas de Asteraceae, Apiaceae, Lamiaceae e Melastomataceae. Outros táxons, de outras famílias, possuem dimensões reduzidas e se ‘escondem’ sob os capins – pertencem principalmente a Mayacaceae, Campanulaceae, Begoniaceae, Hypericaceae, Lythraceae, Iridaceae e Oxalidaceae.

Finalmente, nestes ambientes restritivos podem ser encontradas orquídeas raras (embora nenhuma tenha sido coletada durante a amostragem para este estudo) e abundantes pteridófitas de todos os portes, desde ervas minúsculas (*Deparia*, *Adiantopsis*), passando pela herbácea *Osmunda*, até xaxins arborescentes (*Blechnum*, *Cyathea* e *Thelypteris*).

5.5 INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

5.5.1 Depósito Aroeiras

A partir da interpretação conjunta das informações levantadas foi possível confeccionar um palinodiagrama (Fig. 23) onde puderam ser traçadas três fases paleoambientais.

Fase I:

Tem início a 222 cm de profundidade com idade inicial de 13.660 anos cal. AP e termina aos 125 cm em idade estimada próximo aos 10.000 anos. O percentual de matéria orgânica acumulada gira em 30%. O sinal isotópico marca predomínio de

vegetação do tipo C₃ (a média na fase do $\delta^{13}\text{C}$ é de -28,12‰), sendo sugestivo um ambiente formado por vegetação fechada, possivelmente arbórea.

A concentração fitolítica na unidade é crescente, passando de pouco mais de 50 unidades por transecto na base, para 500 no topo. As participações mais significativas são dos morfotipos *Rondel* e *Globular*. *Elongate*, *Bilobate* e *Saddle*, apesar de regulares, são pouco expressivos. Cabe destacar também que *Cone Shape*, *Tree* e *Hair*, apresentaram nesta fase, sua maior participação, além de *Trapeziforms*, com consistente presença. *Brockys* só são visualizados nesta unidade (180-135 cm).

A participação do morfotipo *Cone Shape* e *Rondel* pode estar indicando um ambiente mais frio e úmido do que o atual. Essa aparente umidade se traduz a partir da baixa e estável participação de *Buliforms*. A reduzida produção fitolítica e a pouca participação de morfotipo *Elongate* apontam para uma participação reduzida de gramíneas na composição da paisagem. Por sua vez, a grande participação de *Globulares* indica que o ambiente manteve temperaturas e umidades favoráveis para a manutenção de vegetação mais fechada, possivelmente do tipo mata. O morfotipo *Hair* acompanha esta análise, assim como, a presença de *Bilobates*, em especial no início da unidade, com valores próximos aos encontrados na atualidade.

Tal interpretação, de um ambiente florestal, é reforçada pelos dados de $\delta^{13}\text{C}$, que indicam predomínio de vegetação C₃. A presença de *Pezzel* e *Brocky* presentes em vegetação arbustiva e arbórea, assim como alguns *Trapeziforms*, com características tabulares e espinhadas, conforme aqueles levantados por Mercader et al. (2009), reforçam a hipótese.

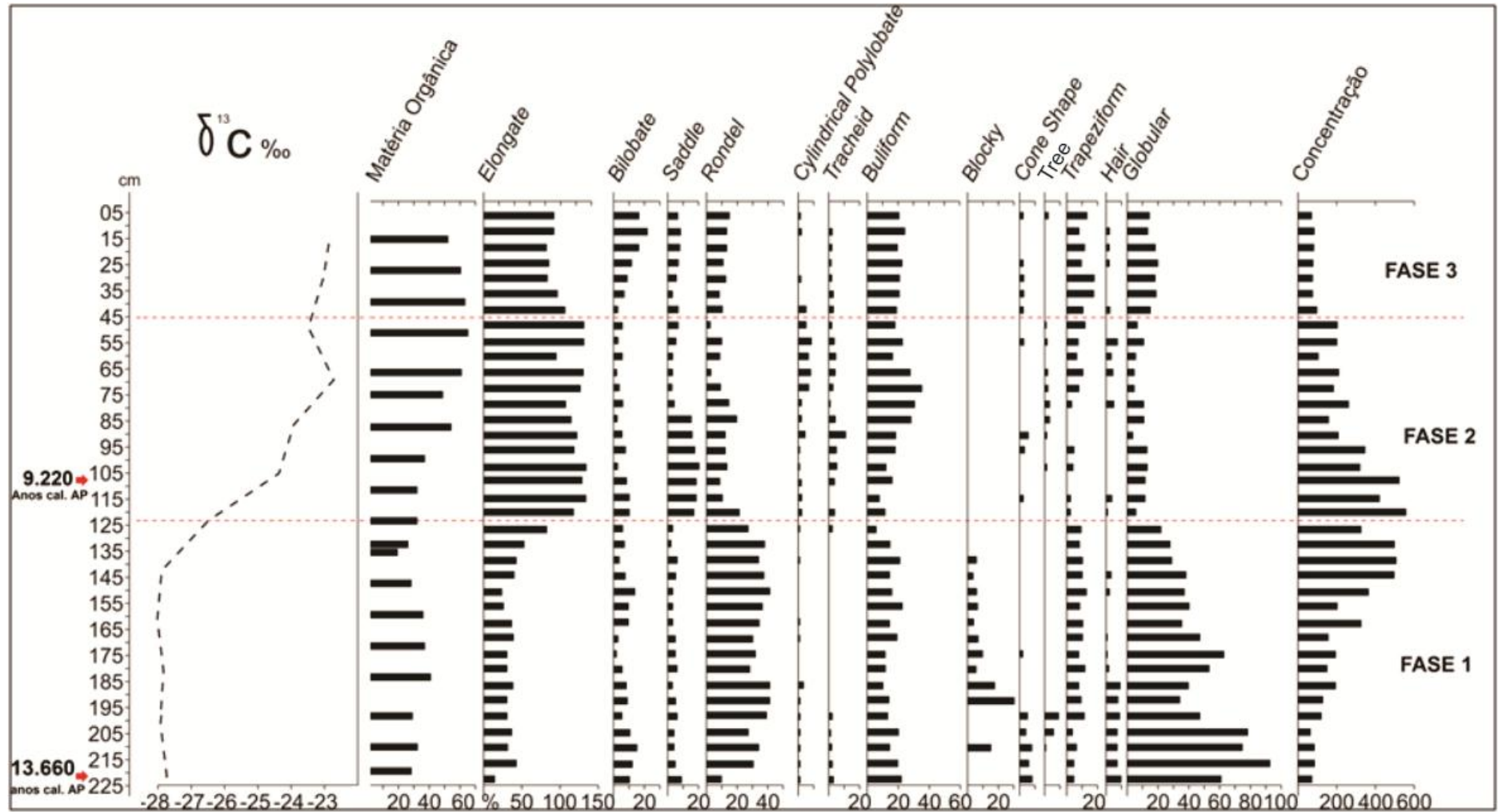


Figura 23: Palinodiagrama referente ao depósito Aroeiras representando dados fitolíticos, dados isotópicos, datações ^{14}C e teor de matéria orgânica.

Esta interpretação, de uma ambiente relativamente mais frio que o atual, sob considerável umidade e predomínio florestal, mostra elevada similaridade aos resultados obtidos por Silva et al. (2016) em trabalhos paleoambientais realizados em Organossolos na mesma unidade, a uma distância aproximada de 10 km do depósito Aroeiras. Estes observaram uma reduzida participação de gramíneas, em função da baixa concentração de fitólitos (menos de 25 unidades por transecto), significativa presença de *Globulares*, assim como *Brockies*, na época classificados como *Buliforms*. O sinal isotópico encontrado mostra predomínio de vegetação C₃ - a média do $\delta^{13}\text{C}$ foi de -25‰. Concluíram que, entre 15.548 anos cal. AP até aproximadamente 10.000 anos atrás, vigorou na região uma fase climática mais fria que a atual, com condições de umidade suficientes para permitir a manutenção de vegetação florestal na região.

Em estudo realizado com o mesmo testemunho aqui analisado, empregando diatomáceas como fonte de dados *proxy*, Stanski et al. (2018) encontraram resultados similares. Uma fase existente em 13.660 anos cal. AP até aproximadamente 10.000 anos é caracterizada por uma baixa concentração de frústulas diatomáceas e por um sinal isotópico marcado exclusivamente por plantas do tipo C₃ ($\delta^{13}\text{C}$ médio de 27,9‰), o que condiz com um ambiente florestal.

O resultado das diatomáceas, destacando *Gomphonema parvulum*, *Navicula radiosa* e *Fragilaria brevistriata*, sugere um período ocorrência de lâmina de água variável, talvez sazonal, tendo em vista que, em pelo menos dois momentos não foi possível constatar deposição de frústulas, indicando que o corpo hídrico pode ter desaparecido por completo. Confirmando a hipótese de pequeno curso de água, as assembleias de algas imediatamente anteriores ou posteriores a esses eventos, sem frústulas, indicam águas sempre rasas, eutróficas devido ao bom aporte de matéria orgânica, de pH circumneutro a levemente alcalino. Esta bioindicação é congruente a um pequeno córrego em meio à floresta de galeria (STANSKI et al., 2018).

Moro, Parolin e Menezes (2009), trabalhando com espículas depositadas na Lagoa Dourada, em Ponta Grossa-PR, sugerem que o período antecedente os 11.000 anos A.P. foi caracterizado regionalmente como mais úmido e frio, resultante de uma fase glacial tardia e início de degelo no Hemisfério Norte.

Mesmo estes resultados apontando para um ambiente relativamente úmido e com vegetação florestal, na literatura é quase consenso que períodos de resfriamento global da atmosfera (estádios glaciais) em áreas tropicais e subtropicais

implicariam em clima mais seco, ou mesmo árido e frio, enquanto períodos de aquecimento global (estádios interglaciais) teriam clima mais úmido e quente (DE OLIVEIRA et al., 2006).

Os dados levantados para esta região, trazem uma interpretação do Pleistoceno tardio no Paraná que destoa de uma série de outros trabalhos já realizados. Melo et al. (2003), por exemplo, estudaram os sedimentos quaternários situados em Ponta Grossa-PR, distante aproximadamente 120 km do depósito Aroeiras, e, indicaram que em ~16.000 anos AP o ambiente era dominado por vegetação de campo e marcado por longos períodos de estiagem.

Galvão e Augustín (2011) argumentam que as formações florestais no sul do Brasil são posteriores ao Último Máximo Glacial, tendo em vista que as comunidades se desarticulam em momentos ambientalmente desfavoráveis, sobrevivendo refugiadas, retornando quando possível, organizadas de forma totalmente diversa. Destacam que as florestas (não considerando a perenifólia sempre úmida Ombrófila Densa) passam a se expandir a partir das melhorias na temperatura e umidade a partir de 10.000 a 4.000 anos AP. A floresta Ombrófila Mista teria se estabelecido mais efetivamente a partir dos 4.000 anos AP, momento em que, segundo os autores, os campos hidromórficos de altitude também se formam. No entanto os dados aqui levantados mostram uma situação distinta, pois sugerem uma vegetação florestal relativamente bem estruturada e uma turfeira formada há mais de 10.000 anos A.P. Com efeito, em outra parte desta tese irá se verificar que campos hidromórficos já estavam formados na região há 40.000 anos AP.

Os resultados na fase I não correspondem aos resultados observados por Pessenda et al. (1996, 2001, 2004), abrangendo áreas de vegetação nativa no município de Londrina (~250 km de distância ao norte da área deste estudo), que verificaram o predomínio de plantas C₄ desde o final do Pleistoceno até aproximadamente o Holoceno Médio, fato que evidencia a existência de um clima menos úmido que o atual durante todo o período.

No município Turvo-PR, distante 40 km, o material estudado também não demonstrou similaridade com os resultados aqui encontrados. Ainda que tenha havido baixa deposição fitolítica no início do depósito, o morfotipo *Buliforms* foi muito presente, indicando momentos de estresse hídrico e os índices aplicados mostraram alta adaptação à aridez. Já os isotópicos estáveis pontuam $\delta^{13}\text{C}$ na casa dos -19‰, mostrando um misto de plantas C₃/C₄, com tendência C₄. Com esses resultados os

autores concluíram que em 14.553 anos cal. AP as condições ambientais eram mais secas do que as atuais e a vegetação fortemente marcada por herbáceas (RASBOLD; PAROLIN; CAXAMBU, 2016).

Estudo realizado em planície aluvial do rio Iapó no município de Castro-PR, utilizando como base interpretativa, dados granulométricos, espículas de esponjas continentais e fitólitos, pontuam a existência de um canal ativo há pelo menos 18.000 anos, desenvolvido sob influência de vegetação C₄, de acordo com características ambientais vigentes durante o Último Máximo Glacial (KALINOVSKI; PAROLIN; SOUSA FILHO, 2016).

Em Palmeira e Balsa Nova-PR, distante da área de estudos 125 e 170 km respectivamente, Parolin, Rasbold e Pessenda (2014), analisando fitólitos e dados isotópicos coletados em turfeiras, encontraram períodos mais secos, sob influência de vegetação C₄, vigorando durante o Pleistoceno Superior nos Campos Gerais, em especial nos perfis datados em 30.833, 24.142, 20.271 e 17.323 anos cal. AP.

Guerreiro et al. (2012) a partir de espículas de esponja, fitólitos e diatomáceas coletados na região de Querência do Norte-PR (distante ~350 km a noroeste do depósito Aroeiras) apontou dois eventos nos quais foi sentida a redução de água no ambiente, um marcado na Lagoa Coceira, datado em 26.900 ± 5.000 (LOE) e outro na Lagoa Milharal, datado em 20.600 ± 4.800 (LOE).

Santos (2013) estudando os fitólitos depositados na planície de inundação do rio Ivaí na região de Douradina/PR (~330 km noroeste), detectou idades (LOE) 19.900 ± 2.800 anos (LOE) e 13.250 ± 1.890 anos, caracterizado fase de canal ativo e abandono de canal, respectivamente sob condições mais secas que as atuais.

Já Fernandes (2008) e Rezende (2010), que estudaram o conteúdo sedimentológico (espículas de esponjas e grãos de pólen respectivamente) de lagoas situadas a aproximadamente 300 km a noroeste (municípios de Jussara e Japura respectivamente), indicam que o clima foi menos úmido no final do Pleistoceno do que aquele que vigora atualmente.

Pela falta de correlação com outros estudos realizados em áreas próximas, é provável que os dados possam corroborar as hipóteses estabelecidas por Ab`Saber (1977b) (Fig. 24). Segundo este autor, as matas durante o Último Máximo Glacial, se reduziram a agrupamentos de refúgios localizados em porções topográficas mais favoráveis à captação de umidade. Assim, a interpretação sedimentológica deveria ser acompanhada de uma análise geomorfológica, considerando parâmetros de

altitude, aspecto e circulação de ventos. Ritter, Moro e Ribeiro (2012) concluíram ter sido o relevo o principal determinante da distribuição relictiva de cerrado nos Campos Gerais do Paraná, uma vez que encontraram correlação significativa entre os dados de exposição solar, direção de ventos e altitude na distribuição disjunta de fragmentos de vegetação de cerrado na Escarpa Devoniana.

Sob esta óptica os refúgios da Serra do Mar, entre Santa Catarina e Espírito Santo permaneceram em faixas descontínuas, nos pontos mais elevados expostos à maior umidade. Enquanto as terras baixas costeiras, estendidas para setores da plataforma continental eram relativamente muito mais secas (AB'SÁBER, 1977b).



Figura 24: Configuração das paisagens durante o máximo glacial. Fonte: Ab'Sáber (1977b).

Cabe salientar que, algumas áreas de planaltos subtropicais e mesmo tropicais, da porção centro-sul do Planalto Brasileiro, foram mais secas e

ligeiramente mais frios. Estas condições fisiográficas favoreceram as florestas de Araucárias que se expandiram, acompanhando as terras altas do Brasil, como as escarpas entre os segundo e terceiro planaltos do Paraná que se estendem por São Paulo, pela Serra de Paranapiacaba. Estas formações florestais atingiram os altos da Mantiqueira e Bocaina e se estenderam por Minas Gerais e a Serra Fluminense (VIADANA, 2002).

Nessa linha de pensamento Ab'Sáber (1977b) acrescenta ainda, que o domínio das Florestas de Araucárias era bem menos compacto e contínuo, entremeado por setores subbrochosos, estepes secas e, um tanto deslocadas para o Norte, através de serras alongadas dotadas de cimeiras subúmidas e úmidas (Fig. 24).

As interpretações estabelecidas nessa fase indicam que o predomínio de vegetação campestre nos setores mais elevados do relevo em áreas tropicais, durante os períodos mais frios do Pleistoceno tardio (BEHLING, 1996, 1997) deve ser considerado com cautela, priorizando considerações evolutivas locais (THOMAS; NOTT; PRICE 2001).

Vale destacar, entretanto, que Behling (1997) indica para os Campos Gerais, no período entre 12.480 e 9.660 anos AP, o predomínio de vegetação de campos, com provável ocorrência de grupos espalhados de floresta tropical Atlântica e de Araucária nos vales, sugerindo climas mais secos e mais frios que os atuais.

Segundo De Oliveira et al. (2006) que estudaram duas sequências estratigráficas na região de São Bento do Sul-SC, indicam que durante o final do Pleistoceno, os índices evidenciaram temperaturas e precipitações abaixo das atuais, no entanto, as cabeceiras de vale mantinham ambientes locais relativamente úmidos.

Behling e Pillar (2007) analisando dados polínicos coletados em diversas áreas sob domínio de Araucárias no sul do Brasil, em especial no centro-leste e nordeste do Rio Grande do Sul, destacam que entre 42.840 e 11.500 anos cal. A.P. vigorava sobre a região um clima mais seco e frio sob predomínio de vegetação campestre. A estimativa da temperatura foi de 5 a 7 °C menor na média em comparação com a atualidade durante o Máximo Glacial (26.000 e 17.000 anos), com temperaturas atingindo os -10°C. Os raros táxons encontrados relacionados a vegetação arbórea, encontrados durante o Pleistocenos Superior, provavelmente

chegaram a região, transportados pelo vento a partir das zonas de refúgio nos fundos de vales e regiões altas da Serra Geral e zonas costeiras.

Pessenda et al. (2009) trabalhando com uma área de Mata Atlântica localizada na Serra do Mar, na zona costeira do estado de São Paulo, Sudeste do Brasil, encontraram durante o Pleistoceno um clima mais frio e úmido que, passou a quente e úmido durante o Holoceno. Esta umidade pode ter sido mantida graças à influência da bacia amazônica sobre a região e permitiu que plantas C_3 se mantivessem.

Os dados fitolíticos em associação com os resultados do $\delta^{13}C$, assim como, a similaridade de resultados com Silva D.W. (2013) e Stanski et al. (2018) e, divergência com uma série de outros trabalhos, permite acreditar que a área em questão durante o Pleistoceno tardio, pode ser considerada uma zona de refúgio florestal, conforme hipóteses levantadas por Ab'Saber (1967, 1971, 1977a, 1977b), Bigarella (1964) e Bigarella, Andrade-Lima e Riehs (1975).

Fase II:

Compreende dos 125 até 45 cm do testemunho, com idade relativa que marca os últimos 10.000 à 5.000 anos AP. O teor de matéria orgânica eleva-se progressivamente passando de 30% (130 cm) para próximo aos 60% (55 cm). O sinal isotópico sofre enriquecimento, passando de -26,89 para -24,29 ‰ em 132 e 42 cm, respectivamente, alcançando maior índice em 60 cm (-23,67 ‰).

A concentração fitolítica no início da fase é perto das 600 unidades, sofrendo redução em direção ao topo, mas marcando a maior concentração encontrada em todo o testemunho. O morfotipo *Elongate* passa a ter uma participação bastante efetiva (entre 100 e 150 unidades por amostra), assim como *Saddle* (130 e 85 cm). Notória, também, é a participação de *Tracheid*, presente praticamente ao longo de toda a fase, assim como *Buliforms*, que atingem seu pico entre 85 e 65 cm. *Globulares* e *Trapeziforms*, *Cone Shape* e *Tree* sofrem significativa redução. *Brocky* não é mais detectado.

Da porção mediana para o topo da fase, parece haver ligeira alteração, tendo em vista que, a partir dos 85 cm, a participação de *Saddle* se reduz, assim como de *Buliforms*, em 65 cm. Em contra partida, há aumento de *Cylindrical Polylobate* e *Trapeziforms*. Ocorre também, empobrecimento isotópico (-24,29‰).

Diante desse fato, em um primeiro momento, pode-se dizer que a vegetação herbácea passa a ser mais presente no ambiente, visto a elevada concentração fitolítica e a grande participação do morfotipo *Elongate*. O $\delta^{13}\text{C}$ também pontua uma abertura na vegetação. A presença de *Saddle* e *Buliforms* sugere um ambiente mais seco e, possivelmente, mais frio que a fase anterior. Temporalmente, acredita-se que este período tenha perdurado de 10.000 a 7.000/8.000 anos AP. Deve-se destacar que esta abertura na vegetação não chega a configurar uma mudança, e sim, o surgimento de um mosaico mata/campo (C_3/C_4).

Posterior, percebe-se uma melhora nas condições ambientais, para um clima mais quente. A redução de *Buliforms* e *Saddle*, e aumento de *Cylindrical Polylobate*, sugere maior disponibilidade de água no ambiente assim como elevação na temperatura. Já o $\delta^{13}\text{C}$ ainda indica um misto vegetacional, porém, tendendo à floresta.

A interpretação dada para esta fase é similar ao encontrado por Silva (2013), para quem a tendência de menor umidade desde o início até o meio da fase pode ter sido a responsável pela abertura da vegetação. Seus resultados também mostraram enriquecimento isotópico (-27,5‰ para -21‰) e significativa presença do morfotipo *Saddle*. Até mesmo a alteração a partir do meio ao final da fase foi percebida pelos autores, a partir de um empobrecimento isotópico e consequente retorno das plantas C_3 (-25,6‰), acompanhada de maior aporte de água e temperaturas mais elevadas (presença de *Bilobates*). A tendência de uma vegetação em mosaico também é compatível.

Levantamento de assembleia de diatomáceas na mesma área sugere que a lâmina de água não esteve presente por um período relativamente longo, marcado por espécies de algas adaptadas à variações no nível trófico, compatíveis com oscilações de nível de água. O ambiente condiz com uma turfeira sob vegetação mais aberta, numa composição próxima a atual. Destaca-se inclusive a ocorrência de um episódio de semiaridez por volta de 9.300 anos AP (STANSKI et al., 2018).

Calegari et al. (2011), em trabalho que analisou fitólitos depositados em perfil de solo no município de Guarapuava-PR, a uma distância aproximada de 25 km a oeste da área desse estudo, também constaram, a partir de seus dados isotópicos, um misto formado por plantas do tipo C_3/C_4 com valor de $\delta^{13}\text{C}$ -21‰, sugerindo uma vegetação mais aberta. Estas características parecem ter se mantido até o Holoceno Médio. Pessenda et al. (1996, 1998, 1998b, 2001, 2004) e

Santos (2013) encontraram condições climáticas menos úmidas desde o Pleistoceno Tardio até o Holoceno Médio e Guerreiro et al. (2012) e Calegari et al. (2011) detectaram aumento da disponibilidade de água datada por volta dos 7.500 anos AP.

Resultados semelhantes também são apresentados por Ladchuk, Parolin, Bauermann (2016) em Campo Mourão, onde dados polínicos e fitolíticos, associados a dados isotópicos, apontaram que um ambiente mais seco na passagem do Pleistoceno para o Holoceno, com predomínio de vegetação C₄ e melhorias na umidade só passaram a ser sentidas mais efetivamente próximo ao Holoceno Médio.

De acordo com Behling e Pillar (2007) entre 11.500 anos cal A.P. e perto dos 4.320 anos A.P. a paisagem no sul do Brasil era dominada por campos, com um ligeiro aumento dos palinomorfos de Araucária que se expandiram acompanhando os cursos d'água. Esse mosaico se configurou sob condições de menor umidade quando comparado com o ambiente atual.

Para Moro et al. (2004) por volta dos 11.000 anos AP, uma condição climática relativamente úmida, fruto da deglaciação, é substituída por uma fase bastante árida e fria, que provavelmente marcou a passagem do Pleistoceno para o Holoceno na região, e atinge seu ápice em torno dos 8.700 anos A.P., quando não houve deposições de diatomáceas. Após, tem-se variações ambientais que perduraram até possivelmente o Holoceno Médio. Lorente et al. (2018), trabalhando com sedimento lacustre no sudeste do Brasil, também encontraram um ambiente marcado por recorrentes inundações entre ~10.943 e ~8.529 anos cal. AP. mostrando certa instabilidade hídrica, caracterizando a área como possível planície de inundação. A partir de ~8.529 anos cal. A.P. tem início o estabelecimento de um lago com condições tendendo à condições atuais

Esta passagem entre o Pleistoceno e o Holoceno, se estendendo as vezes até o Holoceno Médio, entendida como mais fria e possivelmente mais seca que a atual, com melhora nas condições a partir dos 5.000 anos A.P., é recorrente numa série de outros trabalhos, como de Stevaux (2000), Melo et al. (2000, 2003), Behling e Negrelle (2001), Fernandes et al. (2003), Fernandes (2008), Rezende (2010), Parolin, Rasbold e Pessenda (2014), Behling et al. (2009), Moro et al. (2004) e Camargo Filho et al. (2011), Silva et al. (2016).

Fase III:

Estende-se desde os 55 cm até o topo do depósito, numa idade relativa que compreende os últimos 5.000 anos AP. O percentual de matéria orgânica apresenta uma leve redução de 60 para 50% (base/topo). O $\delta^{13}\text{C}$ sofre leve redução e aumento (-24.29‰ em 42 cm e -23.89‰ em 24 cm), mostrando que a ideia de mosaico C_3/C_4 se mantém, com leve abertura, mas tendendo à C_3 . A concentração de fitólitos se reduz, mantendo uma média de 90 unidades por transecto.

Elongates destaca-se como o morfotipo mais presente. *Bilobates* tem participação crescente, atingindo maior número (~25 unidades) em 15 cm. *Globulares* e *Trapeziforms* também chamam atenção, pois aparecem estáveis e contínuos com média em torno de 10 e 20 unidades por transecto, respectivamente. *Saddle* e *Rondel* são estáveis e relativamente pouco presentes, estabilidade esta também observada em *Buliforms*.

Em suma, pode-se dizer que o ambiente passa a ser mais quente e úmido quando comparado com a fase anterior (*Bilobates* e *Globulares*), sem fase seca ou árida definida (*Buliforms*). A vegetação tende a ser mais densa, mesmo com os dados isotópicos mostrando um mosaico, pois a participação de gramíneas se reduz (indicada pela baixa concentração fitolítica), e morfotipos ligados à vegetação arbórea e a ambiente mais sombreado se destacam, como *Globulares*, *Trapeziforms* e *Bilobates*.

Os dados continuam a apresentar forte correlação com o observado por Silva (2013), que traçou uma fase referente aos últimos 4.928 anos cal. AP., com $\delta^{13}\text{C}$ mostrando uma vegetação mista, com significativa presença de Panicoideae e Arecaceae, e possível elevação na umidade, sugerindo ambiente quente e úmido, relativamente estável, muito próximo das condições atuais.

Diatomáceas extraídas do mesmo testemunho apontaram para esta fase uma ampliação da biodiversidade de espécies, sob um ambiente hídrico com menos disponibilidade de água, característico de um campo hidromórfico, sob um mosaico campo/floresta. Ouve expansão do depósito e as características ambientais são próximas das atuais (STANSKI et al., 2018). Moro et al. (2004) também observaram um ambiente mais úmido e quente se iniciando neste período, porém com algumas variações na umidade.

Em Turvo-PR, o aumento na umidade é situado a partir de 6.090 anos cal. AP., mostrada pela redução do morfotipo *Buliform* (menor estresse hídrico) e gradativo aumento de *Bilobates*. O baixo índice de adaptação à aridez segue esta

tendência de maior disponibilidade de água no ambiente. A vegetação sofre empobrecimento isotópico com domínio de plantas C_3 (RASBOLD; PAROLIN; CAXAMBU, 2016).

Na planície aluvial do rio Iapó em Castro-PR, Kalinovski, Parolin e Sousa Filho (2016) observaram que, a partir dos últimos 2.006 anos cal. AP, uma característica de maior umidade e vegetação florestal é predominante, através da assembleia fitolítica e dados isotópicos, pela presença de morfotipos *Brocky* e *Tree* e $\delta^{13}C$ com valores de -30.7 e -28.1‰. Galvão e Augustin (2011) destacam que o ambiente no estado do Paraná se torna mais úmido mantendo flutuações frias a partir dos 4.000 anos AP., período em que a Floresta Ombrófila Mista passa a se estabelecer de modo mais efetivo, formando uma rede de matas de galeria acompanhando os córregos, associadas a indivíduos arbustivos (mais presentes) e arbóreos (mais raros), que se tornam mais frequentes a partir de 1.100 anos AP. Essa expansão florestal associa-se com a mudança para clima úmido, com maior precipitação e curta fase anual seca (BEHLING; PILLAR, 2007).

Entre 4.922±59 e 1.715±29 anos AP., de acordo com os estudos de Calegari et al. (2011), referente à Guarapuava-PR, ocorre leve redução de arbórea e aumento de Panicoideae e Cloridoideae, em , mostrando uma abertura na vegetação, ainda que essa participação de Poaceae no depósito Aroeiras tenha sido associada a ambiente florestal. A partir de 1.715±29 anos AP ocorre uma introdução de Araucariaceae e presença de Panicoideae (CALEGARI et al., 2011), numa tendência de sutil abertura da vegetação e introdução de Panicoideae a partir do morfotipo *Bilobate*, salientado por Candelari et al. (2012) e Silva et al. (2012).

5.5.2 Depósito Embrapa

Com a sistematização dos resultados são traçadas quatro fases paleoambientais referentes ao testemunho Embrapa, como visível no palinodiagrama que segue (Fig. 25). Cabe destacar que apenas a Fase I é contemplada por datações absolutas, para as demais fases, as idades são sugestivas, principalmente a partir da análise do tempo de sedimentação e, quando possível, pela correlação com outros trabalhos.

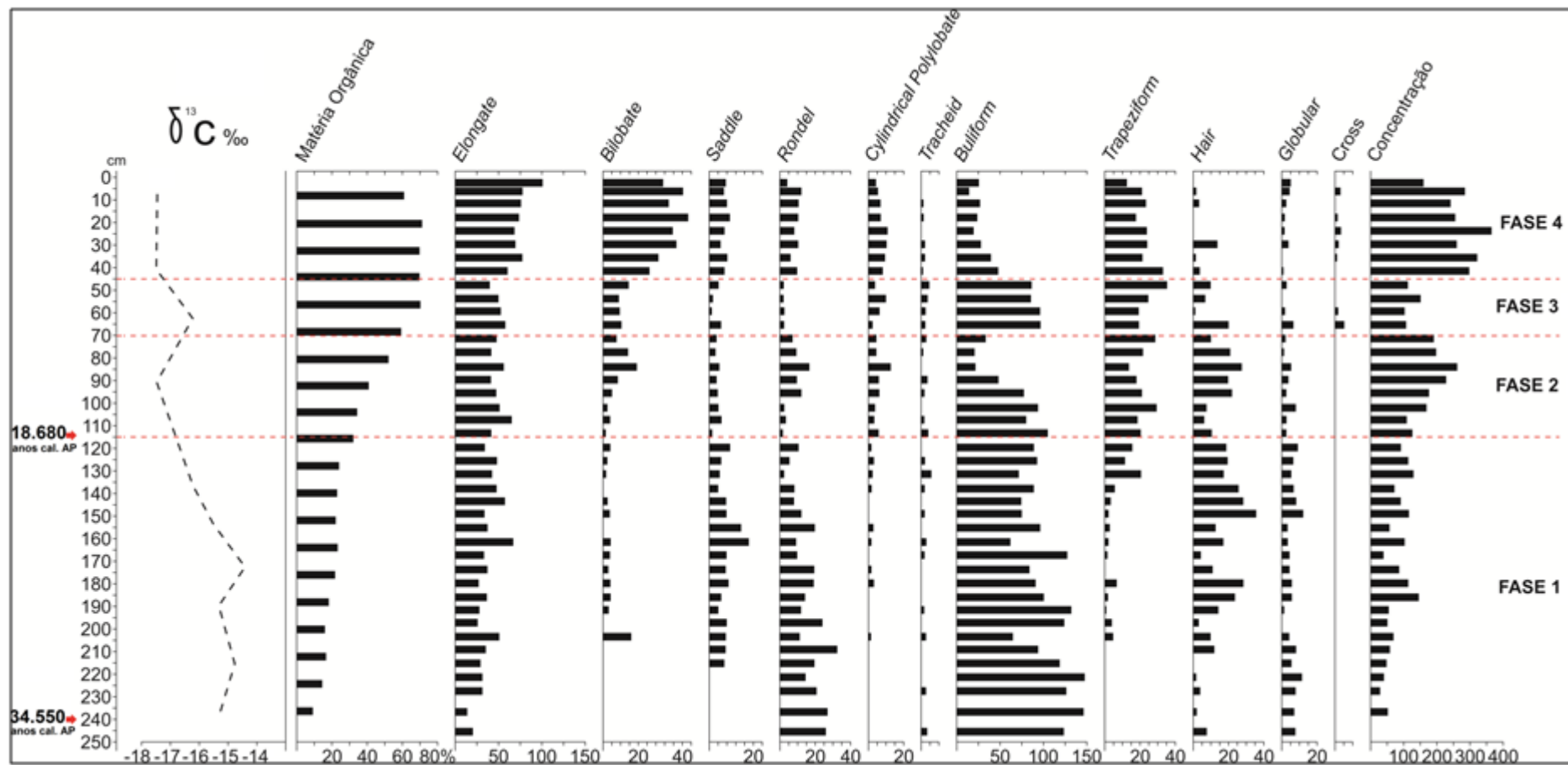


Figura 25: Palinodiagrama referente ao depósito Embrapa representando dados fitolíticos, dados isotópicos, datações ^{14}C e teor de matéria orgânica.

Fase I:

Estende-se desde a profundidade de 247 cm até 115 cm. A idade obtida na base do testemunho (240 cm) aponta 34.550 anos cal. AP, e no fim desta unidade (114 cm), 18.680 anos cal. AP. O percentual de matéria orgânica se mantém crescente desde a base até o topo, passando de 10% em 240 cm para 33% em 114 cm. Os dados isotópicos mostram que ao longo da fase a variação do $\delta^{13}\text{C}$ foi relativamente pequena, mais enriquecido em 168 cm (-14,98‰) e pouco menos enriquecido em 132 cm (-16,79‰), com média na fase de -16,30‰. Esta variação é sugestiva de um mosaico C_3/C_4 , tendendo fortemente para campo.

A concentração fitolítica por transecto, mesmo com variações, aponta para uma tendência crescente. A menor concentração ocorre em 230 cm (30 unidades) e a maior em 180 cm (150 unidades), com média em torno de 80 unidades, a menor em comparação com as demais fases do testemunho. Dentre todos os morfotipos, destacam-se *Elongates*, *Saddle*, *Rondel*, *Hair*, *Trapeziforms* (entre 140 e 115 cm) e principalmente, *Buliforms*, o morfotipo com maior expressividade. *Globulares* também estão presentes em praticamente toda a unidade, porém em discreta concentração, com média abaixo de 10 unidades por transecto.

Rondel e *Saddle*, apesar de antagônicos no que se refere aos seus requisitos por umidade, ambos indicam associação a clima mais frio. Quanto a umidade, parece que a melhor representatividade ocorre por meio de *Buliforms*, presentes sempre superiores a 60 unidades por transecto examinado, chegando a 150 (235 e 225 cm) e menor presença em 200 e 155 cm (61 e 64 unidades, respectivamente).

A partir dos dados isotópicos, os quais indicam predominância de vegetação de campo, a baixa participação de morfotipos associados a florestas e áreas sombreadas (*Globular* e *Bilobate*, respectivamente) e a consistente participação daqueles ligados à gramíneas, sugere-se um ambiente dominado por vegetação herbácea. Acredita-se que o clima passa ter sido mais frio (conforme indicados pelos morfotipos *Saddle* e *Rondel*) e com deficiência de água por todo o período, com possíveis momentos de prolongada estiagem (*Buliforms*).

De maneira resumida, o espaço de tempo que compreende 34.550 a 18.680 anos cal. AP foi supostamente mais frio e seco que a atualidade e dominado por vegetação herbácea. Este ambiente é característico do Último Máximo Glacial (UMG), entre 26.000 e 17.000 anos AP (BEHLING; LICHTER, 1997; GALVÃO; AUGUSTIN, 2011) e 20.000 e 13.000 anos AP (SUGUIO, 1999). Galvão e Augustin (2011), analisando a evolução das áreas de campo no sul do Brasil, também caracterizaram o Pleistoceno Superior, em especial o período referente ao UMG, como sob influência de um clima mais seco, marcado por vegetação estépica. Hoogakker et al. (2016), numa ampla simulação global de paleoclimas a partir de dados polínicos, estabelecem clima frio e seco entre 74 e 64.000 anos.

Moro et al. (2004), em período referente ao UMG, em área próxima ao Depósito Embrapa, encontrou comunidade de diatomáceas estável e uniforme, relacionada a um ambiente Pleistocênico marcado por relativa aridez. Na mesma região, Parolin, Rasbold e Pessenda (2014), a partir da análise de fitólitos e dados isotópicos, também nos Campos Gerais (municípios de Balsa Nova e Palmeira/PR) destacaram a existência de um ambiente mais seco e vegetado por gramíneas preponderante na região ao longo de todo o Pleistoceno Superior, em especial entre 30.833 à 17.323 anos cal. AP.

Em se tratando de outras áreas de escharpa, dados palinológicos referentes a uma sequência sedimentar no município de Cambará do Sul/RS, que abrange desde os 42.840 anos cal. AP. mostram que a vegetação campestre dominou o local durante o Pleistoceno, em conformidade com um clima frio e seco com repetidos eventos de geadas e temperaturas muito baixas no inverno. Situações semelhantes, entre 48.000 e 18.000 anos AP, foram indicadas por Behling e Lichte (1997), Behling (2002) e Behling e Pillar (2007). Cecchet (2015), trabalhando com fitólitos depositados na superfície Campo Erê (SC), encontrou uma configuração menos arborizada por volta dos 18.000 anos AP.

Guerreiro et al. (2012) data dois eventos com reduzida umidade ambiental na região de Querência do Norte/PR (26.900 ± 5.000 (LOE) e 20.600 ± 4.800 (LOE)). Luz e Parolin (2014), trabalhando com dados fitolíticos depositados em Campo Mourão/PR, encontraram em 48.800 ± 270 valores isotópicos referentes a vegetação C4 ($\delta^{13}C \sim -15\%$), forte presença de

Buliforms e *Elongates* e, ausência de *Globulares*, reforçando a ideia de um ambiente frio, seco e vegetado por campo. Já em 41.460 anos cal AP uma mudança nas condições de umidade é observada no empobrecimento isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ de $-19,6\text{‰}$) e presença do morfotipo *Globular*, sugerindo a entrada de um mosaico vegetacional com árvores, mas ainda predominando a campo, numa *fácies* de savana. Chegando na calha do rio Paraná, Kramer (2002) descreve um período entre 40.000 e 20.000 anos AP com clima árido, sugerido por evidências sedimentológicas e polínicas.

Fase II

Inicia-se na profundidade de 114 cm e estende-se até 70 cm. A idade compreende um período entre 18.680 anos cal. AP até 11.000 anos AP relativos. Ocorre elevação do percentual de matéria orgânica, que passa progressivamente de 33% (114 cm) para 60%. O resultado isotópico mostra que houve empobrecimento ($\delta^{13}\text{C}$ $-18,15\text{‰}$ em 93 cm) indicando maior participação de plantas de fator fotossintético C_3 , sugestivo de vegetação em mosaico ao longo da fase.

Quanto aos fitólitos, estes ocorrem em maior concentração em comparação com a fase anterior, com até 250 unidades em 85 cm, mantendo uma média próxima de 200 unidades por transecto. *Elongates*, *Hair*, *Trapeziforms* e *Buliforms* são os morfotipos que possuem maior presença. Nota-se também uma discreta elevação de *Bilobates*.

A significativa redução do morfotipo *Saddle* acompanhada de uma gradual queda de *Buliforms* desde o início até o meio da fase, quando atinge sua menor expressividade (85 cm), e então se estabiliza, indica mudança nas condições de umidade (para mais úmido) e leve elevação da temperatura. Esse quadro também se confirma pela manutenção de *Rondel* e aumento de *Bilobates* (entre 75 a 85 cm).

Pode-se dizer que a fase II, mesmo marcando um empobrecimento isotópico sugestivo de mosaico e sugerindo um discreto fechamento da vegetação (em especial pela participação de *Bilobates* do meio para o final da unidade), ainda é fortemente marcada por vegetação do tipo gramínea, tendo em vista que os morfotipos relacionados a vegetação florestal são pouco presentes. Outro ponto a ser destacado é que a melhora nas condições de

umidade foi muito mais significativa do que mudanças na elevação da temperatura, sugerindo que a aridez, sob clima ainda bastante frio, foi reduzida e talvez até eliminada até o final da fase.

No reverso da Escarpa Devoniana, Melo et al. (2003) encontraram encostas excessivamente denudadas devido a expressivos eventos erosivos sugestivos de grandes precipitações em torno de 16.000 anos AP. Rasbold e Parolin (2012) também detectam períodos úmidos nesta época no alto da Escapa. Este ambiente sugestivamente mais úmido e frio é compatível com dados observados neste estudo referente ao Depósito Aroeiras, para um período de tempo que abrange desde 13.660 anos cal. AP até a passagem para o Holoceno. Silva et al. (2016) também encontraram um ambiente mais úmido em 15.548 anos cal. AP, porém sob divergente cobertura florística. Para Moro et al. (2004) este breve período úmido pode ser um reflexo da deglaciação mundial sentida mais tardiamente no hemisfério Sul. Esta interpretação também vem de encontro com a apresentada por Zárata et al. (1997).

Fase III

Marcada pelo espaço que compreende de 70 a 45 cm e situada no período relativo entre 11.000 a 6.000 anos AP. O percentual de matéria orgânica eleva-se, passando de 60 para 70%. A concentração fitolítica sofre considerável redução, com média pouco acima das 100 unidades por transecto. O resultado isotópico aponta incremento ($\delta^{13}\text{C}$ -16,83‰ 66cm) sugerindo leve abertura na vegetação, com o mosaico floresta/campo tendendo a campo.

Os morfotipos que apresentam maior frequência são *Elongates*, *Trapeziforms* e *Buliforms* (gramíneas em geral). Cabe destaque, a abrupta e permanente elevação dos *Buliforms*, sugerindo o retorno das condições de aridez. Como não há ocorrência significativa de morfotipos ligados a clima mais quente, acredita-se que as temperaturas ainda mantiveram-se baixas. Resumidamente, esta fase que marca a passagem do Pleistoceno para Holoceno mostra uma acentuada redução das condições de umidade, com provável retorno de condições de aridez, sob clima mais frio e marcado por um mosaico na vegetação, tendendo para C4.

Moro et al. (2004) analisando frústulas de diatomáceas extraídas dos sedimentos acumulados na Lagoa Dourada, no reverso da Escarpa Devoniana (Ponta Grossa/PR), evidenciaram que a passagem do Pleistoceno para Holoceno foi um período seco, sendo o máximo de aridez observado por volta de 8.710 ± 150 anos AP. Estes resultados se correlacionam com aqueles aqui apresentados referentes a Fase II do Depósito Aoeiras, onde uma mudança para ambiente mais seco foi notada entre 10.000 a 7.000 anos AP, pontuada por abertura na vegetação e presença de *Elongate*, *Saddle* e *Buliforms*.

Luz (2014), analisando assembleias fitolíticas depositados na região Campo Mourão/PR, encontrou resultado isotópico $\delta^{13}C$ de $-16,8\%$, associado a expressiva presença do morfotipo *Buliform*, configurando assim um ambiente com menor disponibilidade de água e mosaico de vegetação com tendência C₄. Estas configurações foram atribuídas como representativas da transição Pleistoceno/Holoceno, com aumento da umidade voltado a ocorrer próximo ao Médio Holoceno. Ainda em Campo Mourão, o período entre 16.010 anos cal AP e 7.280 anos cal AP foi proeminentemente mais seco e marcado por processos de sedimentação responsáveis pela formação de terraceamentos; o $\delta^{13}C$ indicou predomínio de plantas C₄, confirmado por morfotipos de gramíneas (LUZ; PAROLIN, 2014).

A assembleia de diatomáceas extraída do testemunho referente ao Depósito Aroeiras, como já evidenciado, aponta um evento de semiaridez ao redor de 9.000 anos AP, onde não houve formação de lâmina de água por um período relativamente longo, o que, aliado aos bioindicadores permitiram uma interpretação de ambiente de turfeira sob vegetação mais aberta, savânica (STANSKI et al. 20187).

A interpretação para esta fase, portanto, é concordante com a realizada para o Depósito Aroeiras, a qual aponta para um Pleistoceno Tardio e início de Holoceno marcado por condições ambientais mais secas, propícia ao predomínio de gramíneas.

Fase IV

A última fase interpretada no Depósito Embrapa compreende desde 45 cm até o topo da unidade. Estima-se fazer inferência aos últimos 6.000 anos AP. A matéria orgânica permanece estável em 70% até a altura dos 15 cm,

quando reduz levemente para 60%, talvez indicando a perturbação antrópica de ocupação do entorno. Moro et al. (2004) também perceberam uma nítida alteração em cátions sedimentares quando do início do uso agrícola das áreas próximas aos depósitos.

A concentração fitolítica atinge seus maiores níveis, com média em torno de 300 unidades por transecto, com máximo próximo a 400 unidades em 30 cm. O sinal isotópico pontua um misto C₃/C₄ (mosaico na vegetação) tendo em vista que os dois resultados obtidos revelaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -18,17‰ e -18,16‰ (42 e 18 cm, respectivamente).

Dentre os fitólitos, chama atenção o morfotipo *Bilobate*, que passa a ser preponderante no testemunho, principalmente a partir dos 35 cm. *Cylindrical Polylobate* e *Elongates* também surgem com mais destaque. A acentuada queda do morfotipo *Buliform* também é marcante, pois apresenta a menor concentração ao longo de todo o testemunho.

Com estes dados, supõe-se que a partir dos 6.000 anos AP passa a ocorrer uma mudança mais significativa no ambiente, com gradual elevação da temperatura e umidade. Próximo dos 4.000 anos AP, essa tendência se estabelece efetivamente, pois a redução de *Buliforms* cessa, sugerindo não ter mais ocorrido períodos de estresse hídrico. Por outro lado a maior participação de morfotipos Panicoideae (*Bilobates* e *Cylindrical Polylobates*) sugere também um ambiente mais úmido, mais quente e sombreado, corroborado pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Pode-se dizer então que o ambiente assume configuração semelhante a atual, com um clima mais quente e úmido, propício a formação de um mosaico campo/floresta, bem característico da vegetação regional.

Esta fase final está em consonância com a fase III do Depósito Aroeiras, que afirma melhoria na umidade a partir do Médio Holoceno. Moro et al. (2004) e Guerreiro et al. (2012) observaram esta melhoria climática em áreas próximas ao Depósito Embrapa. Por outro lado, a resposta da vegetação, no que tange a maior participação de elementos arbóreos parece aqui, ocorrer um pouco mais tarde. Porém em alguns pontos no Sul do Brasil é sugestivo que essa fase mais úmida e com maior participação de elementos florestais, em especial com a presença de araucária, passa a ocorrer apenas no Holoceno Tardio como apontam Behling e Pillar (2007), Calegari et al. (2011) e Galvão e Augustin (2011). Behling (1997) aponta, para a Escarpa Devoniana, a

manutenção da vegetação de campo desde 12 mil anos AP, e ainda que a partir de 3 mil anos AP tenha se iniciado a irradiação da araucária a partir dos fundos de vale, as condições edáficas não permitiram a reposição total da vegetação campestre pela florestal.

Felipe et al. (2015), por meio da análise isotópica de Cambissolos Úmicos, no município de Abelardo Luz/SC, identificou que a partir dos 6.235/6.215 anos cal. AP a vegetação mais aberta, predominantemente formada por plantas C₄ ($\delta^{13}\text{C}$ -16,23) sofre interferência de vegetação mais fechada e atinge, próximo aos 1.000 anos AP, um valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -23,61, representativo da Floresta com Araucária atual. Situação semelhante foi encontrada por Cecchet (2015) também na superfície aplainada de Campo Erê (SC), identificando que no Médio Holoceno a paisagem era mais aberta, configurando um campo sujo e, próximo dos 2.000 anos cal. AP, uma vegetação com maior influência de plantas do ciclo fotossintético C₃ se configura na paisagem. Calegari et al. (2017) acrescentam que esta expansão relativamente recente da Floresta com Araucária a partir do Holoceno Superior ocorreu sob condições de temperaturas e umidade semelhantes às contemporâneas.

5.5.3 Depósito Coxilhão

Os dados levantados permitem inferir três fases distintas, como pode ser visualizado na Fig. 26. Não puderam ser observadas grandes modificações climáticas, e sim um progressivo ajuste de umidade dentro de um período tido como relativamente úmido ao longo do Médio Holoceno, com reflexos na dinâmica da vegetação. Diferentemente dos demais testemunhos analisados anteriormente, onde cada fase era apresentada e discutida, neste, como o espaço temporal é menor, a análise será feita ao término da apresentação das três fases.

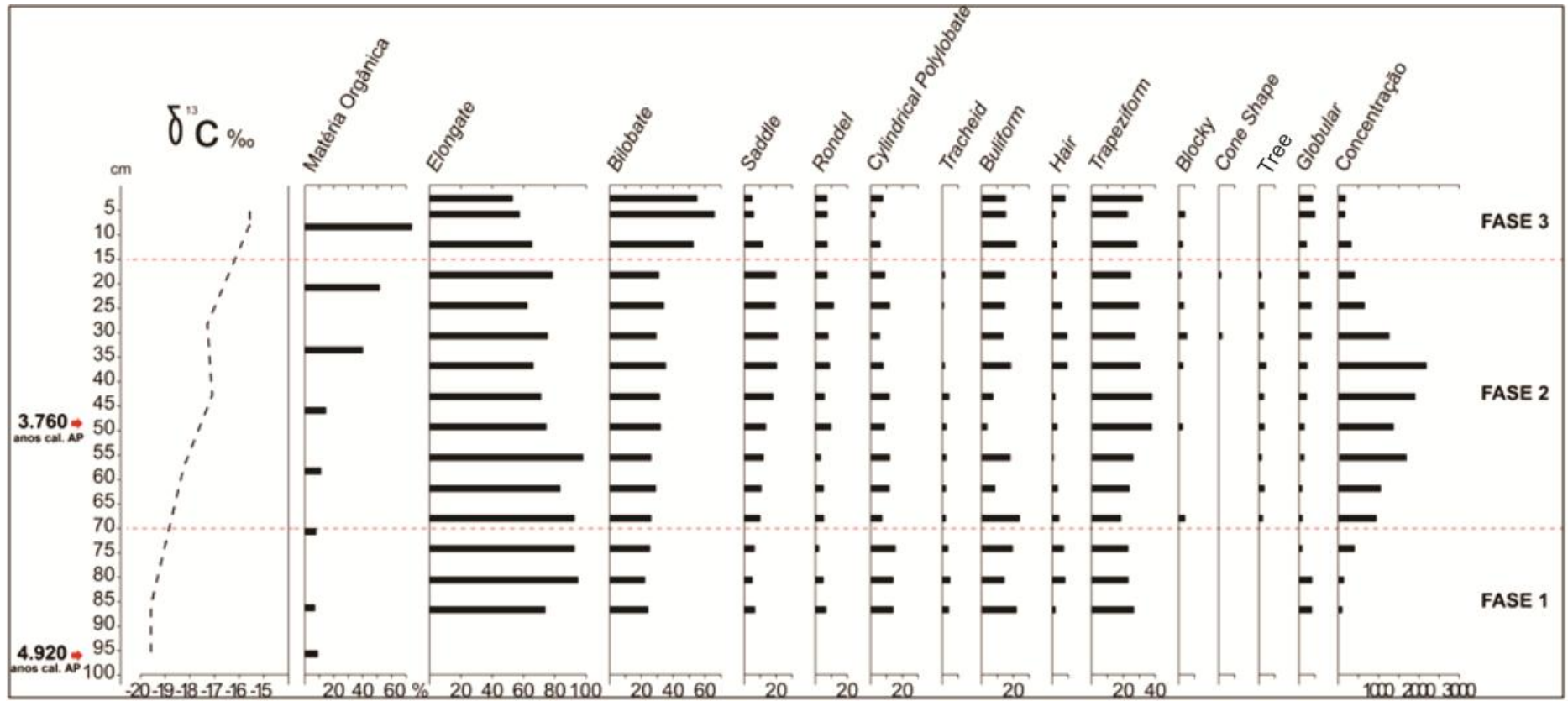


Figura 26: Palinodiagrama referente ao depósito Coxilão representando dados fitolíticos, dados isotópicos, datações ^{14}C e teor de matéria orgânica.

Fase I:

Estende-se desde 96 cm (4.920 anos cal. AP.) até 70cm (com idade estimada de 4.200 anos AP.). As análises (exceto datação) tiveram início a partir de 85 cm, tendo em vista que o material encontrado nos 11 cm iniciais do depósito não apresentou boa preservação dos palinomorfos. O percentual de matéria orgânica é relativamente baixo (10%) e quanto a concentração fitolítica, as quantidades encontradas foram as maiores de todos os testemunhos até aqui apresentados. Nesta fase a quantidade variou de 150 (85cm) a 500 (70cm) unidades por transecto. A análise isotópica revelou que o valor do $\delta^{13}\text{C}$ foi $-19,65\text{‰}$, misto C_3/C_4 , configurando vegetação do tipo mosaico campo/floresta.

Dentre os palinomorfos, *Elongate* surge com maior destaque, com média em torno de 90. *Bilobates* e *Trapeziforms* apresentam média próxima de 25 unidades cada. Na sequência destaca-se *Cylindrical Polylobate*, com média em torno de 18 unidades. *Globular* e *Saddle* tiveram média de 10 e 7 unidades, respectivamente.

Desta maneira, acredita-se que o ambiente na Fase I foi relativamente úmido (*Bilobate*, *Cylindrical Polylobates* e *Globulares*), embora menos úmido do que nas condições atuais, mas sem períodos de escassez hídrica (baixa participação de *Saddle* e sem pico de *Buliforms*). Talvez essa umidade aparente seja reflexo do ótimo climático, como apontado por Behling (1997).

Fase II:

Pontuada a partir de 70 cm até 15 cm, sugerindo compreender entre 4.200 até 1.500 anos AP (datação C^{14} em 48 cm indica idade de 3.760 anos cal. AP). O percentual de matéria orgânica sofre considerável incremento principalmente a partir dos 33 cm, quando a média passa de 15 para 45%. A concentração fitolítica, mantém média próxima de 1.000 unidades, chegando a atingir 2.300 unidades por transecto em 33 cm, a maior concentração de todos os testemunhos analisados. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mostram uma tendência de abertura na vegetação em função de incremento isotópico (média de $-17,94\text{‰}$), sugestivo de mosaico C_3/C_4 .

A continuidade da maior participação de *Elongates* se mantém, assim como a presença estável de *Bilobates*. Ocorre aumento de *Trapeziform*, porém deve ser destacado o aumento na participação de *Saddle*, em especial a partir de 45 cm, assim como leve e constante presença de elementos arbóreos (*Globular*, *Tree* e *Brocky*).

É sugestivo de ambiente que sofreu abertura na vegetação tendo em vista a maior participação de palinórfos indicativos de elementos herbáceos. Por outro lado a pequena, mas constante, participação de formas ligadas á vegetação arbórea, reforça a presença de mosaico. Em relação a temperatura e umidade, acredita-se terem sofrido leve redução em especial a partir dos 3.760 anos cal. AP, quando passa a ocorrer uma crescente participação de *Saddle*, com mais de 20 unidades por transecto, sugerindo ambiente mais seco.

Fase III:

Com 15 cm finais do testemunho, estima-se uma representação relativa dos últimos 1.500 anos AP. O percentual de matéria orgânica, em 10 cm, atinge o maior pico de todo o testemunho, com 70%. A concentração fitolítica sofre redução com valores muito parecidos com aqueles encontrados na Fase I. Os dados isotópicos da matéria orgânica sugerem que a continuidade de abertura da vegetação se manteve, com $\delta^{13}\text{C}$ de -16.26‰.

Elongate passa a ter uma participação reduzida, mas ainda é o morfotipo mais presente. *Rondel*, *Buliform*, *Trapeziform* possuem abundância constante com médias em torno de 10, 20 e 30 unidades por transecto, respectivamente. Os maiores destaques ficam a cargo da redução de *Saddle*, notória elevação de *Bilobates*, sempre acima de 50 unidades por transecto e um pequeno aumento de *Globular* a partir de 10 cm.

Desta maneira acredita-se que o ambiente tornou-se mais aberto, mas ainda sob mosaico campo/floresta, com forte tendência C_4 ($\delta^{13}\text{C}$ -16.26‰). Apesar de manter predomínio de gramíneas, estas apresentam mudança na configuração a partir da presença de elementos associados a ambiente mais fechado e úmido. Resumidamente o ambiente a partir dos 1.500 anos AP pode ser interpretado como apresentando características próximas às da atualidade, configurando-se numa paisagem campestre entremeada por agrupamentos florestais.

Calegari et al. (2017), inferindo sobre a dinâmica vegetacional no Planalto das Araucárias no Sul do Brasil, por meio da interpretação de assembleias fitolíticas, encontraram situação semelhante. Observaram que um clima relativamente mais úmido, que vigorava até o Médio Holoceno, passa a mostrar redução de umidade, refletindo na vegetação, por meio de abundante aumento de Poaceae (em especial pelos morfotipos *Bilobate* e *Saddle*) destacando uma abertura na vegetação

associada a um clima mais seco que ao do período anterior. Este por sua vez, sofre interferência de nova flutuação úmida por volta dos 2.000 anos AP, responsável por permitir a expansão da Floresta com Araucária, quando umidade e temperatura semelhantes ao presente passaram a vigorar.

Em estudo que buscou compreender as mudanças ambientais ocorridas no alto curso do rio Paraná, Kramer (2002) atestou entre 3.500 e 1.500 anos AP um ambiente sob condições de reduzida umidade, com acentuada redução de matéria orgânica e elevação na deposição de frações arenosas, com a vegetação alterando-se para uma *fácies* de savana (cerrado). A partir dos 1.500 anos AP, condições mais úmidas configuraram um ambiente próximo ao atual, com traços polínicos ligados à táxons florestais.

Cecchet (2015), analisando fitólitos depositados na Superfície Campo Erê (SC), observou que a partir do Médio Holoceno ocorreu uma abertura na vegetação, marcada por um campo sujo, que se fez presente até 1.875/1.715 anos cal. AP. Passando a seguir a vigorar uma vegetação com maior presença de plantas de fator fotossintético C₃, semelhante ao que se verifica na atualidade. A autora desta que, ao longo do testemunho, foram encontradas várias flutuações de expansão e regressão florestal, como é característico de áreas sob influência da Floresta Ombrófila Mista no sul do Brasil.

Calegari et al. (2011) analisando fitólitos depositado no município de Guarapuava/PR, verificaram que entre 4.922±59 e 1.715±29 anos AP, houve redução de morfotipos relacionados à Araucariaceae e aumento da participação de Poaceae. Essa situação é acompanhada de fitólitos amarelados e fragmentos de carvão, sugerindo um ambiente mais seco. A partir dos 1.715±29 anos AP ocorre uma tendência de abertura da vegetação e introdução de Araucariaceae e Panicoideae (*Bilobate*).

Behling (1997) em trabalho que analisou a dinâmica vegetal e ocorrência de paleoincêndios na região dos Campos Gerais sugere que desde o início do Holoceno, até por volta de 2.850 anos AP, a vegetação de campo foi predominante nas áreas altas e a vegetação florestal manteve-se nos vales. A existência de um período seco anual prolongado talvez tenha sido o principal fator de limitação da expansão da floresta de Araucária para áreas mais altas, assim como, relativa frequência de incêndios. A expansão da Araucaria para as áreas altas, configurando manchas de florestas entre áreas de campo, a característica paisagem de mosaico

da região, só ocorre efetivamente a partir dos últimos 1.500 anos A.P sob clima de maior precipitação sem fase seca anual prolongada e baixa frequência de fogo.

Para Galvão e Augustin (2011) é a partir dos 4.000 anos A.P, mesmo sob um ambiente marcado por uma série de flutuações, que a Floresta Ombrófila Mista passa a se estabelecer, inicialmente acompanhando áreas ripárias e, em um segundo momento, para as demais áreas. Visão esta também compartilhada por Behling et al. (2004), que destacam que a participação mais contundente de araucárias na paisagem ocorre por volta dos 1.100 anos A.P.

Para Jeske-Pieruschka et al. (2010) estas variações climáticas na umidade mencionadas acima tiveram relação direta com a maior e menor ocorrência de fogo e, conseqüentemente, no desenvolvimento da Floresta com Araucária em especial nos últimos 800 anos. Raitz, Calegari e Paisani (2011), num levantamento florístico em um campo nativo no município de Palmas/PR, como base para a compreensão de sinal isotópico com relação à vegetação da região, destacam que a flora atual é fortemente marcada por plantas com fator fotossintético C₄, adaptada a condições secas e fogo, como reflexo das condições passadas da região.

6. CONCLUSÃO

Tendo o objetivo de contribuir com o detalhamento das interpretações paleoambientais no sul do Brasil, especialmente no Holoceno e Pleistoceno Tardio, por meio da análise de dados *proxy* em regiões planálticas no estado do Paraná, este trabalho atendeu aos pressupostos da pesquisa. Os fitólitos são microfósseis bastante resistentes e confiáveis para relacionar vegetação e clima passados, sobretudo quando contam com o aporte de dados Isotópicos e datações ^{14}C .

O material sedimentar coletado sugere que os Organossolos amostrados, apresentam tendência à turfa ácida, com atributos variáveis ao longo de um mesmo testemunho, podendo apresentar características sedimentar, fibrosa e lenhosa. O ambiente anóxico permitiu a preservação de altos teores de matéria orgânica, que tenderam a reduzir-se com aumento da idade e proximidade da superfície. Porém, na maioria das vezes, os valores mantiveram-se acima de 20%, chegando até perto de 80%.

A preservação fitolítica, por consequência, também se mostrou eficiente, com material íntegro e em boa quantidade. Apenas nas camadas iniciais do Depósito Coxilhão não foram encontrados fitólitos preservados, muito provavelmente por se tratar de material arenoso possivelmente anterior à formação da turfeira. Em todos os depósitos foi notada uma maior concentração fitolítica nas porções intermediárias dos testemunhos, com redução nas extremidades (topo e base). Isso nos permite confirmar que áreas turfosas são importantes e confiáveis fontes de armazenamento de dados paleoambientais. A fisionomia da vegetação atual é predominantemente formada por vegetação herbácea, num ambiente de estepe higrófila.

A interpretação paleoambiental para o Depósito Aroeiras destaca que entre 13.660 anos cal. AP até 10.000 anos AP, o ambiente foi mais frio e potencialmente úmido, sem escassez hídrica ou fase seca definida, vegetado majoritariamente por floresta. Isso se atesta pela presença dominante de *Globular*, assim como dos morfotipos *Rondel*, *Cone Shape*, *Tree* e *Blocky*, e baixa presença de *Buliform*, aliado a um sinal isotópico predominantemente marcado por plantas de fator fotossintético C_3 ($\delta^{13}\text{C} -28,12\%$). Estes resultados sugerem que durante o Pleistoceno Tardio a área em questão possivelmente foi uma zona de refúgio florestal, como levantaram

Ab'Saber e Bigarella para áreas de maior altitude, capazes de maior interceptação e contenção de umidade.

O período entre 10.000 e 5.000 anos AP mostrou em um primeiro momento maior presença de herbáceas, sugerindo abertura na vegetação, caracterizando mosaico floresta/campo sob clima relativamente mais seco (maior presença de *Elongates*, *Saddles* e *Buliforms* e $\delta^{13}\text{C}$ -23,67 ‰) que perdurou até 7-8.000 anos AP. Esta passagem do Pleistoceno para o Holoceno mais seca e fria foi característica para toda a região sul do Brasil. Posteriormente, a redução de *Buliforms* e *Saddle*, e aumento de *Cylindrical Polylobate*, indicam maior disponibilidade de água e elevação na temperatura. O $\delta^{13}\text{C}$ mostrou empobrecimento isotópico (-24,29‰) indicando um misto C_3/C_4 com vegetação tendendo à floresta.

Os últimos 5.000 anos AP do Depósito Aroeiras são marcados por um ambiente mais quente e úmido do que o anterior em função da presença de *Bilobates* e *Globulares*, sem fase seca ou árida definida (ausência de *Buliforms*). A vegetação tende a ser mais densa, mesmo com os dados isotópicos mostrando um mosaico ($\delta^{13}\text{C}$ de -24,29‰ e -23,89‰), pois a participação de gramíneas se reduz, e morfotipos ligados à vegetação arbórea e a ambiente mais sombreado se destacam.

Para o Depósito Embrapa entre 34.550 anos cal. AP e 18.680 anos cal. AP houve predomínio de vegetação de campo, tendo em vista a consistente participação de *Elongates*, *Saddle*, *Rondel*, *Hair* e principalmente *Buliform* assim como $\delta^{13}\text{C}$ com média de - 16,30‰ e baixa participação de morfotipos ligados a vegetação fechada e arbórea. O clima em função de *Saddle* e *Buliform*, foi mais frio e bastante seco, com possíveis momentos de prolongada estiagem, condizentes com ambiente característico do Último Máximo Glacial.

O período entre 18.680 anos cal. AP até 11.000 anos AP, mesmo marcando um empobrecimento isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ -18,15‰) sugestivo de mosaico e sugerindo um discreto fechamento da vegetação, foi fortemente marcada por vegetação do tipo graminóide, tendo em vista que os morfotipos relacionados a vegetação florestal são pouco presentes e aqueles relacionados à gramíneas foram predominantes (*Elongates*, *Hair* e *Buliforms*.) Porém, neste intervalo é notado uma melhora nas condições de umidade (possivelmente em função da deglaciação a nível mundial) acompanhada de discreta elevação nas temperaturas (redução de *Saddle* e aumento de *Bilobates*). Cabe destacar, que as condições de temperatura ainda eram bastante frias.

Um incremento isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ -16,83‰) sugestivo de mosaico com predomínio de gramíneas e grande participação de *Buliforms* pontuando o retorno das condições de aridez, marcam o período entre 11.000 e 6.000 anos AP. Como não há ocorrência significativa de morfotipos ligados a clima mais quente, acredita-se que as temperaturas mantiveram-se mais baixas que a atualidade. Resumidamente, este período que marca a passagem do Pleitoceno até o Médio Holoceno mostra uma acentuada redução das condições de umidade, sob clima mais frio e marcado por vegetação com tendência C₄.

Por fim, os últimos 6.000 anos AP do Depósito Embrapa mostram mudanças ambientais significativas, com gradual elevação da temperatura e umidade. Por volta dos 4.000 anos AP, as condições de umidade se estabilizam, e a maior participação de morfotipos de Panicoideae (*Bilobates* e *Cylindrical Polylobates*), além de destacar um ambiente mais úmido, sugere aumento nas temperaturas e um ambiente mais sombreado, corroborando com o $\delta^{13}\text{C}$ de -18,17‰ o estabelecimento de um mosaico com formações florestais. Assim o ambiente assume configuração semelhante a atual.

O depósito Coxilhão representa os últimos 4.920 anos cal AP, onde pode ser observado um progressivo ajuste de umidade e uma tendência de abertura da vegetação (o $\delta^{13}\text{C}$ passa de -19,60‰ na base para 16,26‰ no topo do depósito) sob um clima entendido como úmido. Mesmo assim em um primeiro momento se tem uma umidade levemente menor que a atualidade com vegetação do tipo mosaico campo/floresta. Posteriormente a vegetação segue a tendência de abertura e a umidade, de redução. A participação dos morfotipos *Elongate* e *Saddle*, respectivamente, exemplificam isso, em especial perto dos 3.760 anos cal. AP. Os últimos 1.500 anos AP, ainda sob mosaico na vegetação, demonstram uma mudança com maior participação de elementos associados a ambiente mais fechado e úmido, configurando-se numa paisagem campestre entremeada por agrupamentos florestais.

Os dados apontam possíveis variações na intensidade de mudanças climáticas no Pleistoceno Tardio em função de diferenças no relevo planáltico e sua capacidade de interferência microclimática e apontam para a importância de estudos em escala de detalhe regional para elucidar mudanças localizadas.

Acredita-se que as massas de ar frias e úmidas vindas do Sul, durante o Pleistoceno, encontravam nas regiões escarpadas do estado do Paraná uma

barreira natural, que impedia parcialmente sua atuação. Nestes pontos, em especial na Serra Geral, boa parte da umidade da frente fria ficava retida por meio de precipitações, seguindo para as demais regiões com umidade reduzida. A maior disponibilidade de água, mesmo sob um clima mais frio, permitiu que vegetação florestal se mantivesse na região.

Apesar de se ter um bom conhecimento sobre as condições gerais do Pleistoceno Tardio e Holoceno, reitera-se, que uma série de questões regionais precisam de melhores compreensões. Para tal, estudos com este viés devem ser incentivados, como por exemplo, mapear possíveis zonas de refúgio, compreender de onde partiam os pulsos de expansão e retração da vegetação e, sob que condições, aumentar o conhecimento sobre a produção fitolítica atual, ampliando o material de referência, assim como, levantamentos isotópicos da flora regional.

7. REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A.N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Revista Orientação**. Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo (IGEOG/USP). São Paulo, v. 3, p. 45-48, 1967.

_____. Organização natural das paisagens inter e subtropicais brasileiras. In: **III Simpósio sobre o Cerrado**. São Paulo: EDUSP/ Edgar Blücher, p.1-14, 1971.

_____. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 52, p. 1-22, 1977a.

_____. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos da América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, v. 14, n. 3, p. 267-276, 1977b.

ALEXANDRE, A. et al. Late Holocene phytolith and carbon-isotope record from a latosol at Salitre, South-central Brazil. **Quat. Res.**, v. 51, n. 2, p. 187-194, 1999.

ALMEIDA, J. A. de. Fatores abióticos. In: BOLDRINI, Ilsi Iob (Org.). **Biodiversidade dos campos do planalto das araucárias**. Brasília: MMA, 2009. cap.2, p.29-24.

ALONSO, M. T. A. Vegetação. In: IBGE. **Geografia do Brasil: Região Sul**. Rio de Janeiro, 1973. p.81-109.

BARBONI, D.; BREMOND, L.; BONNEFILLE, R. Comparative study of modern phytolith assemblages from inter-tropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 246, n. 2-4, p. 454-470, 2007.

BAUERMANN, S.G. et al. Dinâmicas vegetacionais, climáticas e do fogo com base em palinologia e análise multivariada no Quaternário tardio do Sul do Brasil. **Rev. Bras. de Paleontol.**, v.11, n.2, p. 87-96, 2008.

BEHLING, H. First report on new evidence for the occurrence of Podocarpus and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 5, n.3, p. 241-246, 1996.

_____. Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Rev. Palaeob. and Palynol.**, Amsterdam, v. 97, n.1, p. 109-121, 1997.

_____. South and southeast Brazilian grassland during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 177, p. 19-27, 2002.

_____.; LICHTÉ, M., Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, n.3, p. 348-358, 1997.

_____.; NEGRELLE, R R B. Late Quaternary tropical rain forest and climate dynamics from the Atlantic lowland in southern Brazil. . **Quaternary Research**, v. 56, p. 87-101, 2001.

_____. et al. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambara do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 203, p. 277-297, 2004.

_____.; PILLAR, V.P. Late Quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on the southern Brazilian highland and their implication for conservation and management of modern *Araucaria* forest and grassland ecosystems. **Phil. Trans. R. Soc. B.**, v. 362, p.243–251, 2007.

_____. et al. Dinâmica dos campos no sul do Brasil durante o Quaternário Tardio. In: PILLAR, V. de. et al. (ed.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília : MMA, 2009, 403 p.

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. **Bol. Paran. Geogr.**, v. 10, n. 15, p. 211-231, 1964.

_____.; ADRADE-LIMA, D.; RIEHS, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. **Anais da Acad. Brasil. Ciênc.**, v. 47, p. 411-464, 1975.

_____. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. UFSC, 2003. v.3.

BOLDRINI, Ilsi Iob (Org.). **Biodiversidade dos campos do planalto das araucárias**. Brasília: MMA, 2009. 240 p.

BOLÓS, O. de; CERVI, A. C.; HATSCHBACH, G. Estudios sobre la vegetación del estado de Paraná (Brasil Meridional). **Collectanea Botanica**, Barcelona, v.20, p.79-182, 1991.

BORRELLI, N.; OSTERRIETH, M.; MARCOVECCHIO, J. Interrelations of vegetal cover, silicophytolith content and pedogenesis of Typical Argiudolls of the Pampean Plain, Argentina. **Catena**, v. 75, n. 2, p. 146-153, 2008.

BRADLEY, R.S. **Quaternary Paleoclimatology: Methods of Paleoclimatic Reconstruction**. Boston: Allen & Unwin, 1985. 472p.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989.

BREMOND, L., et al. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest–savanna transect in southeastern Cameroon. **Global and Planetary Change**, v. 45, n. 4, p. 277-293, 2005.

CALEGARI, M.R. et al. Reconstrução das condições de formação de horizontes húmicos em latossolos por análise fitolítica. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO/ ENCONTRO DO QUATERNÁRIO SULAMERICANO, 13/ 3, 2011. Disponível em: www.abequa.org.br.

_____. et al. Holocene vegetation and climate inferences from phytoliths and pollen from Lagoa do Macuco, North Coast of Espírito Santo State (Brazil). **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, n. 1, p.41-50, 2015.

_____ et al. Phytolith signature on the Araucarias Plateau - Vegetation change evidence in Late Quaternary (South Brasil). **Quat. Int.**, v. 434, p. 117-128, 2017.

CAMARGO, G. **O significado paleoambiental de depósitos de encosta e de preenchimento de canal no município de Lapa no sul do Segundo Planalto Paranaense**. Florianópolis, 2005. p. 297. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina.

CAMARGO FILHO, M. et al. Paleosuelos de 40Ky presentes en la costanera en la porción centro-sur del estado del Paraná, Brasil - un estudio de caso. **Rev Geogr. Am. Centr.**, v. 1, p. 12-27, 2011.

_____. **Aspectos Fundamentais da Evolução Geomorfológica Cenozóica da Bacia do rio Bananas- Guarapuava – PR**. Florianópolis, 1997. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina.

_____. **O significado paleoambiental de sequência pedossedimentar em baixa encosta: o caso dos paleossolos Monjolo – Lapa – PR**. Florianópolis, 2005. 318p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina.

CANDELARI, B. A. et al. Análise dos fitólitos encontrados em sedimentos turfosos no município de Guarapuava-PR. . In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA PARANÁ-SANTA CATARINA, 19, 2012, Ponta Grossa. Disponível em: <https://sites.google.com/site/paleo2012prsc/about-us>

CASTELLA, P. R.; BRITZ, R. M. (Org.) **A Floresta com Araucária no Paraná: conservação e diagnóstico dos remanescentes florestais**. Brasília: MMA, 2004. 236p
KLEIN, Roberto Miguel. O aspecto dinâmico do pinheiro brasileiro. **Sellowia**, Itajaí, v.12, p.17-44, 1960.

CAVIGLIONE, J.H. et al. Cartas climáticas do Paraná. Londrina: **IAPAR**, 2000. Disponível em: <http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.hp?conteudo =677>. Acessado em: 23 maio 2016.

CECCHET, F. A. **Análise de fitólitos aplicada a reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) na superfície incompletamente aplainada VI – Campo Erê (SC) no Pleistoceno Tardio**. Francisco Beltrão, 2015. 100f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

COE, H.H.G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios / Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário**. Rio de Janeiro, 2009. 300f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) – Universidade Federal Fluminense

_____ et al. Utilização de silicofitólitos extraídos de perfis de solo como indicadores da evolução da vegetação xerofítica de búzios, Rio de Janeiro, durante o

Quaternário. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 31, Gramado, 2007. **Anais**

_____.; CHUENG, K. F.; GOMES, J.G. Reconstituição da vegetação e inferência de paleoclimas através da utilização dos indicadores fitolíticos e isótopos de carbono – exemplo de estudos no Brasil. **Rev. Geonorte**, v.1, n.4, p.248-261, 2011.

_____.; OSTERRIETH, M. (Eds.) **Synthesis of Some Phytolith Studies in South America (Brazil and Argentina)**. New York: Nova Pub., 2014.270p.

CORDEIRO, J.; RODRIGUES, W. A. Caracterização fitossociológica de um remanescente de Floresta Ombrófila Mista em Guarapuava, Pr. **Revista Árvore**, v.31, n.3, p.545-554, 2007.

COSTA, C.S.B. et al. Composição florística das formações vegetais sobre uma turfeira topotrófica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Bot. Bras.** v. 17, n.2, p. 203-212, 2003.

CRUZ, G.C.F. da. Alguns aspectos do clima dos Campos Gerais. In: MELO, M. S. de; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais**. Ponta Grossa: Ed. UEPG, 2014. p.60-72. (e-book). Disponível em: www.uepg.com.br/editora. Acessado em: 23 maio 2016.

DE OLIVEIRA, M.A. et al. Registro de mudanças ambientais pleistocênicas e holocênicas em depósitos de cabeceira de vale: campo alegre, planalto norte catarinense (SC). **Rev. Bras. Geociências**, v. 33, n. 6, p. 474-487, 2006.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análises de solo**. Rio de Janeiro, 1979.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, 1999. p.261-269.

FAEGRI, K.; IVERSEN J. **Textbook of pollen analysis**. Munksgaard: Copenhagen, 1975.

FELIPE, P. L. L.; Cecchet, F. A.; CALEGARI, M. R.; PESSENDA, L. C. R. Análise isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de um Cambissolo Úmico em Abelardo Luz-SC. **Bol. geogr.**, Maringá, v. 33, p. 150-163, 2015.

FERNANDES, R.S. **Reconstrução paleoambiental da lagoa Fazenda durante o Pleistoceno Tardio na região de Jussara, Estado do Paraná, com ênfase em estudos palinológicos**. Guarulhos, 2008. 125f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) – CEPPE, Universidade Guarulhos.

_____.; GARCIA, M.J.; DE OLIVEIRA, P.E.; MELO, M.S. Catálogo palinológico do Quaternário tardio da região de Ponta Grossa, Paraná, Brasil. **Revista UnG**, v. 8, n. 6, p. 44-63, 2003.

FILGUEIRAS, T.S. et al. Caminhamento – um método expedito para levantamentos florísticos qualitativos. **Cad. Geoc.**, v.12 p. 39-43, 1994.

FRANCHI, J.G.; SÍGOLO, J.B.; LIMA, J.R.B. de. Turfa utilizada na recuperação ambiental de áreas mineradas: metodologia para avaliação laboratorial. **Rev. Brasil. Geoc.**, v. 33, n. 3, p.255-262, 2003.

GAO, G. et al. Phytolith reference study for identifying vegetation changes in the forest– grassland region of northeast China. **Boreas**, v. 47, n. 2, p. 481-497, 2018.

GALVÃO, F. de A. D.; VAHL, L. C. Propriedades químicas de solos orgânicos do litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. **Rev. Bras. Agroc. Ciênc.**, v.2, n.2, 131-135, 1996.

GALVÃO, F.; AUGUSTIN, C. A gênese dos campos sulinos. **Floresta**, Curitiba, v. 41, n. 1, p. 191-200, jan./mar. 2011.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R. Datação da fração humina da matéria orgânica do solo e sua comparação com idades ^{14}C de carvões fósseis. **Química Nova**, v. 22, n. 6, p. 810-814, 1999.

GUERRA, A.J.T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.

GUERREIRO, R, L. et al. Distribuição e análise de sedimentos turfosos holocênicos na planície do alto Tibagi, Campos Gerais, Paraná. **Rev. Ciênc. Amb.**, Canoas, v.6, n.1, p. 105-116, 2012.

GUIMARÃES, G. B. et al. Geologia dos Campos Gerais. In: MELO, M. S. de; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais**. Ponta Grossa, Editora UEPG, 2014. p.24-33. (e-book). Disponível em: www.uepg.com.br/editora. Acessado em: 23 maio 2016.

HAMMER, O.; HARPER, D.A.T.; RYAN, P.D. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. **Palaeontologia Electronica**, v. 4, n. 1, p. 1-9. 2001. Disponível em: http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.

HOEHNE, F.C. **Araucarilandia**: observações gerais e contribuições ao estudo da flora e phytophysognomia do Brasil. São Paulo, 1930.

HOOGAKKER et al, 2016. Terrestrial biosphere changes over the last 120 kyr. **Clim. Past**, v.12, p.51–73, 2016.

HONAINÉ, M. F.; ZUCOL, A. F.; OSTERRIETH, M. L. Phytolith assemblages and systematic associations in grassland species of the South-Eastern Pampean Plains, Argentina. **Annals of Botany**, v. 98, n. 6, p. 1155-1165, 2006.

_____.; ZUCOL, A. F.; OSTERRIETH, M. L. Phytolith analysis of Cyperaceae from the Pampean region, Argentina. **Australian Journal of Botany**, v. 57, n. 6, p. 512-523, 2009.

_____.; OSTERRIETH, M. L.; ZUCOL, A. F. Plant communities and soil phytolith assemblages relationship in native grasslands from southeastern Buenos Aires province, Argentina. **Catena**, v. 76, n. 2, p. 89-96, 2009.

HUECK, K. Distribuição e habitat natural do Pinheiro do Paraná (*Araucaria angustifolia*). **Bol.Fac.Fil.Ciênc.Letr.USP**, v.156, n.10, p.1-24, 1953.

HUECK, K. Sobre a origem dos campos cerrados no Brasil e algumas novas observações no seu limite meridional. **Rev.Bras.Geogr.**, v.19, n.1, p.67-82, 1957.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico da vegetação brasileira**. 2.ed. Rio de Janeiro, 2012. (Manuais Técnicos em Geociências)

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de vegetação do Brasil**. Brasília, 2004. Disponível em: www.ibge.gov.br/mapas. Acesso em: 12 set. 2018.

ICMBio – Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. **Plano de Manejo do Refúgio de Vida Silvestre dos Campos de Palmas**. Curitiba: STCP Engenharia de Projetos Ltda., 2013. Produto 8 – Relatório temático do meio biótico 03RVS0111 Rev01.

IRIARTE, J. Assessing the feasibility of identifying maize through the analysis of cross-shaped size and three-dimensional morphology of phytoliths in the grasslands of southeastern South America. **Journal of Archaeological Science**, v. 30, n. 9, p. 1085-1094, 2003.

JESKE-PIERUSCHKA, V. et al. Araucaria forest dynamics in relation to fire frequency in southern Brazil based on fossil and modern pollen data. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 160, 53–65, 2010.

JORGE, J. A. Matéria orgânica. In: MONIZ, A. C. (Org.). **Elementos de pedologia**. São Paulo: Polígono, Ed. USP, 1972. p.169-178.

KALINOVSKI, E.C.Z.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E.E. Paleoambientes quaternários da planície do rio Iapó, Castro, Paraná. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, p. 1543-1558, 2016.

KLEIN, R. M.; HATSCHBACH, G. Fitofisionomia e notas complementares sobre o mapa fitogeográfico de Quero-quero (Paraná). **Bol.Par.Geoc.**, v.28/29, p.159-88, 1971/1972.

KOZERA, C. et al. Composição florística de uma formação pioneira com Influência fluvial em Balsa Nova, PR, Brasil. **Floresta**, n. 39 v.2, p. 309-322, 2009.

KRAMER, V. M. S. Mudanças Climáticas e Ambientais durante o Holoceno na região do alto rio Paraná. **Akrópolis**, v. 10, n.2, p. 29-34, 2002.

KUHLMANN, E. Vegetação campestre do Planalto Meridional do Brasil. **Rev.bras.Geogr.**, v. 14, n.2, p.57-72, 1952.

LADCHUK, D.P.P.T.; PAROLIN, M.; BAUERMANN, S.G. Recuperação de palinóforos e dados isotópicos ($\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) em sedimentos turfosos e seu significado paleoambiental para a região de Campo Mourão-PR. **Rev. Brasil. Geog. Fís.**, v. 9, p. 1183-1196, 2016.

LEITE, P. F. As diferentes unidades fitoecológicas da região Sul do Brasil: proposta de classificação. **Cadernos de Geociências**, Rio de Janeiro, n.15, p. 73-149, 1995.

LEONHARDT, A.; LORSCHAITTER, M. L. Palinomorfos do perfil sedimentar de uma turfeira em São Francisco de Paula, Planalto Leste do Rio Grande do Sul, Brasil. **Rev. Brasil. Bot.**, v. 30 n.1, p.47-59, 2007.

_____.; LORSCHAITTER, M. L. Pólen de gimnosperma e angiosperma do perfil sedimentar de uma turfeira em São Francisco de Paula, Planalto Leste dos Rio Grande do Sul, Sul do Brasil. **Rev. Brasil. Bot.**, v. 31 n.4, p.645-658, 2008.

LEPAFE – Laboratório de Estudos Paleoambientais da FECILCAM. Disponível em: <http://www.fecilcam.br/lepafe/> Acessado em: 23 maio 2016.

LEWIS, R. O. Use of opal phytoliths in paleoenvironmental reconstruction. **J. Ethnobiol.**, v. 1, p. 175-181, 1981.

LIMA, A.G. **Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná**. Florianópolis, 2009, 240f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina.

LIMA, J. G. G., PONTELLI, M. E. Determinantes morfoestruturais na gênese do relevo no Planalto de Palmas (Pr)/Água Doce (SC)–Sul do Brasil. **Geografia**, n. 22, v.3, p. 81-92, 2014.

LINDMAN, C. A. M. A vegetação do Rio Grande do Su. Porto Alegre: Livro Universal, 1906. 356p.

LORENTE, F.L. et al. An 11,000-year record of depositional environmental change based upon particulate organic matter and stable isotopes (C and N) in a lake sediment in southeastern Brazil. **J. South Am. Earth Sci.**, v. 84, p. 373-384, 2018.

LUZ, L.D.; PAROLIN, M. Caracterização dos sedimentos turfosos em Campo Mourão, Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 07, p. 319-326, 2014.

_____ et al. O Estágio Atual do Conhecimento sobre Fitólitos no Brasil. **Revista Terrae Didatica**, v. 11, p. 52-64, 2015.

MAACK, Reinhardt. **Mapa Fitogeográfico do Estado do Paraná**. Curitiba: Instituto de Biologia e Pesq.Tecnol. e Instituto Nacional do Pinho, 1950.

_____. **Geografia física do Estado do Paraná**. Rio de Janeiro: José Olympio, 350 p. 1968.

MACEDO, R. B. et al. Palinologia de níveis do Holoceno da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Localidade de Passinhos), Brasil. **Rev. Gaea Unisinos**, v.3, n.2, p. 68-74, 2007.

MADELLA, Q.M. Phytoliths: a terrestrial botanical dataset for paleoenvironmental reconstructions. **Geophys. Res. Abstracts**, v. 9, p.6-57, 2007.

_____.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Ann. Bot.**, v.96, n.2, p. 253-260, 2005.

_____.; LANCELOTTI, C. Taphonomy and phytoliths: a user manual. **Quat. Internat.**, v. 275, p. 76-83, 2012.

MEDEANIC, S. et al. Os fitólitos em gramíneas de dunas no extremo sul do Brasil: variabilidade morfológica e importância nas reconstruções paleoambientais costeiras. Porto Alegre: **Gravel**, v. 6, n 2, p.1-14, 2008.

MELO M.S. de; GIANNINI P.C.F.; PESSENDA L.C.R. Gênese e evolução da lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. **Revista do Instituto Geológico**, v. 21, n. 1/ 2 p. 17-31, 2000.

_____.et al. Holocene paleoclimatic reconstruction based on the Lagoa Dourada deposits, southern Brazil. **Geologic Acta**, v.1, n.3, p. 289-302, 2003.

_____. et al. Relevo e hidrografia dos Campos Gerais. In: MELO, M. S. de; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais**. Ponta Grossa, Editora UEPG, 2014a. p.50-59. (e-book). Disponível em: www.uepg.com.br/editora. Acessado em: 23 maio 2016.

_____.; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. Os Campos Gerais do Paraná. In: _____. **Patrimônio natural dos Campos Gerais**. Ponta Grossa, Ed. UEPG, 2014b. p.18-23. (e-book). Disponível em: www.uepg.com.br/editora. Acessado em: 23 maio 2016.

MENDES, C.; DIAS, E. Ecologia e vegetação das Turfeiras de *Sphagnum* spp. da Ilha Terceira (Açores). **Cad. Bot.**, n.4., 2008.

MERCADER, J.; BENNETT, T.; ESSELMONT, C.; SIMPSON, S.; WALDE, D. Phytoliths in woody plants from the Miombo woodlands of Mozambique. **Annals of Botany**, n. 104, p. 91–113, 2009.

MINEROPAR- **Serviço Geológico do Paraná**. <http://3.bp.blogspot.com/-1JFR8ru4IOE/UKo-MxhSLWI/AAAAAAAAAG8k/tox-4qQxG1w/s1600/cataratas05.jpg>
Acessado em 03/09/2018.

MMA. **Avaliação e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade da Mata Atlântica e Campos Sulinos**. Brasília, 2000, 46p. Disponível em: <<http://www.conservation.org.br/publicacoes/files/Sumario.pdf>>. Acesso em: 12 set. 2018.

MONTEIRO, M. **Paleoambientes indicados através da análise de fitólitos e $\delta^{13}C$ em sedimentos turfosos nos Campos Gerais do Estado do Paraná**. Campo Mourão, 2012. 58f. Monografia (Bacharelado em Engenharia Ambiental) - Universidade Tecnológica Federal do Paraná.

_____. **Análise da composição fitolítica da serrapilheira e do solo como indicador de alterações ambientais em diferentes estratos arbóreos no Paraná**.

Maringá, 2015, 101f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá.

_____.; PEREIRA, J.S.R.; RASBOLD, G.G.; PAROLIN, M.; CAXAMBU, M.G. Morfologia de fitólitos característicos de duas espécies de Arecaceae do bioma Mata Atlântica: *Bactris setosa* Mart. e *Geonoma schottiana* Mart. **Rev. Biol. Neotropical**, v. 9, p. 10-18, 2012.

_____. ; PAROLIN, M.; CAXAMBU, M. G. Analysis of phytoliths assembly in topsoil and litter in two Cerrado fragments in urban area of Campo Mourão - Paraná. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 8, p. 1256-1272, 2015.

MORO, R.S.; BICUDO, C.E.M.; MELO, M.S.; SCHMITT, J. Paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene at Lagoa Dourada, Parana State, Southern Brazil. **Quat. Internat.**, v.114, p.87 - 99, 2004.

_____.; PAROLIN, M.; MENEZES, H.R. Inferências paleoclimáticas do início do Holoceno com base em espículas de esponjas continentais - Lagoa Dourada, PR. **Paleontologia em Destaque**, Rio de Janeiro, v.24, n.62, p.5 - 6, 2009. Disponível em: www.sbpbrasil.org. Acessado em: 12 jul. 2018.

_____.; CARMO, M. R. B. do. A vegetação campestre nos Campos Gerais. In: MELO, M. S. de; MORO, R. S.; GUIMARÃES, G. B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais**. Ponta Grossa, Ed. UEPG, 2014. p.94-99. (e-book). Disponível em: www.uepg.com.br/editora. Acessado em: 23 maio 2016.

MOURA, J. R. da S. de. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B da (Orgs.): **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 4ª edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.355-364, 1994.

NARDY, A. J. R., MACHADO, F. B., de OLIVEIRA, M. A. F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Rev. Brasil. Geoc.**, n. 38, v. 1, p. 178-195, 2008.

NASCIMENTO, P. C. do et al. Teores e características da matéria orgânica de solos hidromórficos do Espírito Santo. **Rev. Brasil. Ciênc. do Solo**, v. 34, n. 2, p. 339-348, 2010.

NIMER E. Clima In: **Geografia do Brasil: Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1973, p.35-79.

OVERBECK, et al. Fisionomia dos campos. In: PILLAR, V. P.; LANGE, O. (eds.) **Os Campos do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2015. cap. 3, p. 31-42. In: PILLAR, V. P.; LANGE, O. (eds.) **Os Campos do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2015. cap. 3, p. 31-42.

PAISANI, J.C. et al. Significado paleoambiental de fitólitos em registro pedoestratigráfico de paleocabeceira de drenagem – superfície de Palmas – Água Doce (Sul do Brasil). **Geociências**, São Paulo, v.35, n.3, p.426-442, 2016.

PAROLIN, M.; MEDEANIC, S.; STEVAUX, J.C. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS). **Rev. Brasil. Paleontol.**, Porto Alegre, v.9, n.1, p.137-148, 2006.

_____.; RASBOLD, G.G.; PESSEDA, L.C.R. Reconstituição paleoambiental utilizando isótopos estáveis do CEN e fitólitos em turfeira na região de Campo Mourão-PR, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO ABEQUA, 13: Armação dos Búzios, 2011/ ENCONTRO DO QUATERNÁRIO SULAMERICANO, 3: The South American Quaternary: Challenges and Perspectives. 2011. 5p. Disponível em: www.abequa.org.br. Acessado em: 23 maio 2016.

_____. et al. Significado paleoambiental de fitólitos em sedimentos lacustres na região noroeste do Paraná. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA PARANÁ-SANTA CATARINA, 19, 2012, Ponta Grossa. **Resumos ...** Disponível em: <https://sites.google.com/site/paleo2012prsc/about-us>. Acessado em: 23 maio 2016.

_____.; RASBOLD, G.G.; PESSEDA, L.C.R. Paleoenvironmental Conditions of Campos Gerais, Paraná, Since the Late Pleistocene, based on Phytoliths and C and N Isotopes. In: COE, H.H.G.; OSTERRIETH, M. (Eds.) **Synthesis of some Phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)**. New York: Nova, 2014. Cap. 7, p. 149-170.

PARR, J. F. A comparison of heavy liquid floatation and microwave digestion techniques for the extraction of fossil phytoliths from sediments. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, v. 120, n. 3, p. 315-336, 2002.

PESSEDA, L.C.R. Os isótopos estáveis do Carbono e os distintos tipos de vegetação. (Box 2.3). In: PAROLIN, M; VOLKMER-RIBEIRO; LEANDRINE, J.A. (Org.). **Abordagem ambiental interdisciplinar em bacias hidrográficas no Estado do Paraná**. Campo Mourão: Ed. FECILCAM, 2010. p.53.

_____ et al. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. **Radiocarbon**, Tucson, v. 38, n.2, p. 203-208, 1996.

_____.; LISI, C.S.; GOUVEIA, S.E.M. Datação por ¹⁴C. In: PESSEDA, L.C.R. **Laboratório de C-14**. Técnicas e Aplicações Paleoambientais. Piracicaba: CPG/CENA, 1998. v.2, p. 5-7 (Série Didática).

_____.; GOUVEIA, S.E.M.; LISI, C.S. Isótopos estáveis do carbono da matéria orgânica do solo. Uso como indicadores de trocas de vegetação e clima. In: PESSEDA, L.C.R. **Laboratório de C-14**. Técnicas e Aplicações Paleoambientais. Piracicaba: CPG/CENA, 1998. v.2, p. 8-12 (Série Didática).

_____. et al. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, London, v. 11, n.2, p. 250-254, 2001.

_____. et al. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quat. Internat.**, v. 114, n. 1, p. 35-43, 2004.

_____. et al. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. de G. et.al (Orgs.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.75-93, 2005.

_____. et al. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research** (Print), v. 71, p. 437-452, 2009.

PILLAR, V. P.; LANGE, O. (eds.) **Os Campos do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 2015. 192p.

PIPERNO, D.R. **Phytoliths analysis**: an archaeological and geological perspective. San Diego: Acad. Press, 1988.

_____. The occurrence of phytoliths in the reproductive structures of selected tropical angiosperms and their significance in tropical paleoecology, paleoethnobotany and systematics. **Rev. Palaeob. Palynol.**, Amsterdam, v.61, p. 147-173, 1989.

_____. The Status of Phytolith Analysis in the American Tropics. **J. World Prehistory**, v. 5, n. 2, p.155-191, 1991.

_____. **Phytoliths**: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists. Oxford: Altamira Press, 2006. 238 p.

_____; PEARSALL, D.M. The silica bodies of tropical American grasses: morphology, taxonomy, and implications for grass systematics and fossil phytolith identification. **Smithsonian Contributions to Botany**, v. 85, 1998.

PRADO, L.F.; WAINER, I; CHIESSI, C.M.; LEDRU, M-P.; TURCQ, B. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **Clim. Past**, v.9, p. 2117–2133, 2013.

RAITZ, E.; CALEGARI, M.R.; PAISANI, J.C. Composição florística da fitofisionomia de campo: bases para a compreensão do sinal isotópico ($\delta^{13}C$) do Campo de Palmas, PR. In: SEMINÁRIO INTERNACIONAL DOS ESPAÇOS SEM FRONTEIRAS, 1, 2011, Marechal C. Rondon. **Resumos**

RAITZ, E. **Coleção de referência de silicofitolitos da flora do sudoeste do Paraná: subsídios para estudos paleoambientais**. Francisco Beltrão, 2012. 204f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

RAMBO, B. O elemento andino no pinhal Riograndense. **Sellowia**, v.3, p.7-39, 1951.

RASBOLD, G.G.; MONTEIRO, M.R.; PAROLIN, M.; CAXAMBÚ, M.G.; PESSEDA, L.C.R. Caracterização dos tipos morfológicos de fitólitos presentes em *Butia paraguayensis* (Barb. Rodr.) L. H. Bailey (*Arecaceae*). **Iheringia**, Sér. Bot., Porto Alegre, v. 66, n. 2, p. 265-270, 2011.

_____; PAROLIN, M. Fitólitos preservados em turfeira indicam o ambiente e o clima nos Campos Gerais (Paraná) desde 26.560 anos AP. *Paleontologia em Destaque*, Rio de Janeiro, v.27, n.65, p. 18-19, 2012. Disponível em: www.sbpbrasil.org

____ PAROLIN, M.; CAXAMBU, M. G. Reconstrução paleoambiental de um depósito sedimentar por análises multiproxy, Turvo, Estado do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 19, p. 315-324, 2016.

REZENDE, A. B. **Espículas de esponjas em sedimentos de lagoa como indicador paleoambiental no NW do Estado do Paraná**. 2010, 65 f. Dissertação (Mestrado em Análise Ambiental) – CEPPE, Universidade de Guarulhos.

RIBAS, C. **Caracterização da fertilidade atual dos solos da região de Guarapuava-PR**. Guarapuava, 2010, 52f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Estadual do Centro-Oeste.

RITTER, L. M.O.; MORO, R. S.; RIBEIRO, M.C. A multidimensionalidade abiótica dos remanescentes de Cerrado nos Campos Gerais In: MORO, R.S. (Org.) **Biogeografia do Cerrado nos Campos Gerais**. Ponta Grossa: Ed. UEPG, 2012. v.1, p. 69-80.

RODERJAN, C.V. et al. Characterisation des unites phytogeographiques dans l'état du Paraná, Brasil, et leur état de conservation. *Biogeographica*, Paris, v.4, n. 77, p. 129-140, 2001.

SÁ, M. F. M. Os solos dos Campos Gerais. In: MELO, M.S. de; MORO, R.S.; GUIMARÃES, G.B. **Patrimônio natural dos Campos Gerais**. Ponta Grossa, Ed. UEPG, 2014. p.74-84. (e-book). Disponível em: www.uepg.com.br/editora. Acessado em: 23 maio 2016.

SANTOS, C.B. dos. **Assembléias de diatomáceas em sedimentos holocênicos no extremo sul do Brasil: reconstruções paleoambientais**. Porto Alegre, 2011, 129f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SANTOS, J.C.A. dos. **Paleogeografia e paleoambientes do baixo curso do rio Ivaí- PR**. Maringá, 2013, 82f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Critérios e técnicas para o Quaternário**. São Paulo: Edgard Blucher, 2007. 404p.

SANT'ANNA NETO, J.L.; NERY, J.T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C.R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M. dos S.; DE OLIVEIRA, P.E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p.28-51.

SENDULSKY, T.; LABOURIAU, L.G. Corpos silicosos de Gramíneas dos Cerrados I. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, v.38, p. 159-185, 1966.

SILVA, A.C.; TORRADO, P.V.; ABREU JUNIOR, J. de S. Métodos de quantificação da matéria orgânica do solo. *Rev. Univ. de Alfenas*, v. 5, p. 21-26, 1999.

SILVA, D.W. da; PAROLIN, M.; CAMARGO FILHO, M. Análise preliminar da ocorrência de fitólitos em turfeira na região de Guarapuava - PR, Terceiro Planalto Paranaense. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA PARANÁ- SANTA CATARINA, 13: 2012: Ponta Grossa. **Resumos ...** Disponível em: <https://sites.google.com/site/paleo2012prsc/about-us>. Acessado em: 23 maio 2016.

_____. **Caracterização paleoambiental da região de Guarapuava-PR, a partir de sedimento de turfa: um estudo de caso.** Guarapuava, 2013, 96f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual do Centro-Oeste.

_____ et al. Análise paleoambiental a partir dos principais morfotipos de fitólitos encontrados em sedimento turfoso na região de Guarapuava-Paraná. **Ambiência**, v.12 n.1 p. 13-32, 2016.

SILVA, V.E. et al. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical. I-Composição florística, fitomassa e acúmulo de carbono. **Rev. Bras. Cienc. Solo**, v. 37, p. 121-133, 2013.

SONDAHL, M. R.; LABOURIAU, L. G. Corpos silicosos das gramíneas dos Cerrados II. **Pesq. Agropec. Brasil.**, v. 5, p. 183-207, 1970.

SOUZA, L. P.de. **Estudo da biomassa e flora de estepes hidrófilas no estado do Paraná em interação com o meio físico.** Curitiba, 2013, 137f. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) – Universidade Federal do Paraná.

STANSKI, C. et al. Evolução de uma turfeira pleistocênica na Escarpa Serra da Esperança, Paraná, através do conteúdo de carbono e de algas diatomáceas. **Quaternary and Environmental Geosciences**, 2018 (no prelo).

STEVAUX, J.C.; PAROLIN, M. Síntese do Período Quaternário do Estado do Paraná. In: PAROLIN, M; VOLKMER-RIBEIRO; LEANDRINE, J.A. (Org.). **Abordagem ambiental interdisciplinar em bacias hidrográficas no Estado do Paraná.** Campo Mourão: Ed. FECILCAM, 2010. p. 43-58.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais.** São Paulo: Oficina de Textos, 1999. 408 p.

_____. Introdução. In: SOUZA, C.R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M. dos S.; DE OLIVREIRA, P.E. **Quaternário do Brasil.** Ribeirão Preto: Holos, 2005. cap 1, p.21-27.

_____; BIGARELLA, J.J. **Ambiente Fluvial.** Florianópolis: Ed. UFSC, 1990. 130p

_____; SALLUN, A.E.M.; SOARES, E.A.A. Período Quaternário: “Quo Vadis”? **Rev. Brasil. Geoc.**, v.35, n.3, p. 427-432, 2005.

THOMAZ, E.L.; VESTENA, L.R. **Aspectos Climáticos de Guarapuava-PR.** Guarapuava: UNICENTRO, 2003.

THOMAS M.F., NOTT J., PRICE D.M. Late Quaternary sedimentation in the humid tropics: a review with new data from NE Queensland, Australia. **Geomorphology**, v. 39, p. 53-68, 2001.

TRATZ, E. B. **As rochas vulcânicas da província magmática do Paraná, suas características de relevo e sua utilização como recurso mineral no município de Guarapuava-PR**. Florianópolis, 2009. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina.

TWISS, C.; SUESS, E.; SMITH, R.M. Morphological classification of grass phytoliths. **Soil Sc. Soc. Amer. Proceed.**, Madison, v.3, p.109–115, 1969.

TWISS, C. Grass-opal phytoliths as climate indicators of the great plains Pleistocene. In: JOHSON, W. C. (ed.). **Quaternary environments of Kansas**, 1987. Kansas Geological Survey (Guidebook Series 5). p.179-188.

VALLADARES, G.S. et al. Caracterização de solos brasileiros com elevados teores de material orgânico. **Magistra**, Cruz das Almas, v.20, n.1, p.95-104, 2008.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A.L.R.; LIMA, J.C.A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991. 123p.

VIADANA, A.G. A teoria dos refúgios florestais aplicada ao estado de São Paulo. Rio Claro: **Edição do autor**, 2002. 71p.

VIDOTTO, E.; PESSEDA, L.C.R.; RIBEIRO, A. de S.; FREITAS, H.A. de; BENDASSOLLI, J.A. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazonica**, v.37, n.3, p. 385-400, 2007.

WETTSTEIN, R. R. **Plantas do Brasil: aspectos da vegetação do Sul do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1970. 122p. Tradução de: Vegetationsbilder aus Sudbrasilien. Leipzig und Wien, 1904.

ZÁRATE, M.; PAEZ, M. M.; GÁRCIA, A.; BLASI, A. Condiciones ambientales entre los 14.000 y los 5.000 años C¹⁴ AP en la cordillera de Mendoza, Argentina: localidade Agua de la Cueva. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DE QUATERNÁRIO/ REUNIÃO SOBRE O QUATERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL, 6, 1997, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Abequa, 1997.p.517-521.

ZILLER, S.R., GALVÃO, F. A degradação da estepe gramíneo-lenhosa no Paraná por contaminação biológica de *Pinus elliottii* e *P. taeda*. **Floresta**, n. 32, v.1, p. 41-47, 2002.

ZUCOL, A.F. Microfitolitos de las Poaceae Argentinas. II. Microfitolitos foliares de algunas espécies del género Panicum (Poaceae, Paniceae) de la Provincia de Entre Ríos. **Darwiniana**, v.36, p.29-50, 1998.

ANEXO 1 – Síntese de trabalhos de cunho paleoambiental do Quaternário Recente realizados no Sul do Brasil

Autor (es)	Local e tipo de estudo	Síntese
Lorscheitter e Lemos (1985)	Levantamento geológico e palinológico dos planaltos de Curitiba e Ponta Grossa e vale do Rio Paraná - PR.	Notaram-se duas flutuações climáticas holocênicas de maior umidade que permitiram a expansão florestal, mais acentuada no Oeste do Estado (Vale do Paraná). Sedimentos não datados.
Lessa e Angulo (1995)	Análise geológica da região costeira de Paranaguá – PR.	É possível marcar quatro momentos de transgressão marinha: paleozonas aos 12.000, 5.100, 4.000 e 2.800 anos A.P. Acredita-se que sejam momentos de aumento de temperatura e pluviosidade no Atlântico Sul.
Lorscheitter e Takeda (1995)	Estudo palinológico a partir de sedimentos lacustres coletados na Lagoa Dourada, em Ponta Grossa – PR.	Destaca-se uma Paleozona I, de menor umidade entre 11.000 e 8.000 anos A.P., sob predomínio de vegetação campestre. A partir dos 8.000 anos A.P. até a atualidade, predominam na Paleozona II condições mais úmidas que permitiram a expansão da floresta com araucária.
Behling (1995, 1997)	Reconstrução paleoambiental a partir de pólen e fragmentos de carvão coletados na Serra dos Campos Gerais entre os Municípios de Castro e Tibagi – PR.	Paleozona I - entre 12.480 e 9.660 anos A.P. o ambiente era formado por extensas áreas de campos com raras presenças de árvores tropicais, sugerindo um clima frio com fortes geadas e temperaturas mínimas na casa dos -10°C. Paleozona II - o intervalo entre 9.660 e 2.850 anos A.P. marca ainda predomínio de vegetação campestre, porém táxons de florestas subtropicais passam a serem mais presentes e raras representações de araucárias.

		<p>Paleozona III - entre 2.850 e 1.530 anos A.P. as florestas de araucária já difundidas pelos vales passam a migrar para as terras altas, onde as pastagens ainda predominam. A preseça de árvores tropicais nos vales passa ser maior. Uma frequência de peleoincêndios também foi notada, provavelmente pelo aumento populacional de ameríndios.</p> <p>Paleozona IV - desde 1.530 anos A.P. até a atualidade as florestas com araucárias passam a serem mais presentes nas terras altas formando um mosaico campo/mata e as florestas tropicais segmentadas aos vales. Incêndios ainda são presentes, mas com menor intensidade.</p>
Stevaux (1997)	Análise palinológica, sedimentológica e geomorfológica no Alto Rio Paraná, município de Porto Rico - PR.	<p>Dois períodos de menor umidade foram sentidos, entre 40.000 e 8.000 anos A.P. (Paleozona I) e 3.500 e 1.500 anos A.P. (Paleozona II).</p> <p>Quanto às fases úmidas, foram de 8.000 a 3.500 anos A.P. (Paleozona III) e de 1.500 anos A.P. até a atualidade (Paleozona IV).</p>
Ledru; Salgado-Labouriau; Lorscheitter (1998); Behling (2002).	Trabalhos polínicos realizados no Planalto subtropical do Brasil.	<p>Os resultados apontam:</p> <p>Paleozona I – de 48.000 a 18.000 anos A.P. (não calibrados por radiocarbono) – vegetação campestre; araucárias em refúgios (Behling 2002).</p> <p>Paleozona II – início da transição para clima mais úmido em cerca de 6.000- 5.000 anos A.P. no sudeste brasileiro (Ledru; Salgado-Labouriau; Lorscheitter 1998); e 3.000 anos A.P. no sul (Behling 2002) e início da expansão da araucária através de matas de galeria a partir de 3.500 anos A.P. e sobre os campos a partir de 1.000 anos A.P.</p>
Moro (1998); Moro e Bicudo (1998); Moro et al. (2004).	Análise de cátions sedimentares, teores de água e matéria orgânica e depósitos de diatomáceas	<p>Paleozona I – antes de 11.000 anos A.P. – período de relativa aridez.</p> <p>Paleozona II - cerca de 11.000 anos A.P. – período com aumento de pluviosidade.</p>

	na Lagoa Dourada em Ponta Grossa – PR.	<p>Paleozona III - cerca de 8.750 anos A.P. – período com aumento acentuado de aridez.</p> <p>Paleozona IV - após 8.750 anos A.P. – retorno súbito às condições úmidas da Paleozona II, com oscilações entre fases úmidas e fases mais secas.</p> <p>Paleozona V – breve fase árida.</p> <p>Paleozona VI - pluviosidade superior à atual, com poucas fases semi-áridas de duração breve.</p> <p>Paleozona VII – clima pouco mais quente e seco ao anterior, correspondente ao clima atual, e também similar à Paleozona II.</p>
Kramer (2002)	Apresenta uma análise dos principais trabalhos realizados no Alto Curso do Rio Paraná.	<p>Paleozona I – entre 40.000 até 20.000 anos A.P. – Foi dominante um clima mais seco, com períodos de aridez, sob domínio de vegetação gramínea.</p> <p>Paleozona I – entre 8.000 e 7.500 anos A.P. passa a vigorar um período mais úmido, que se estende até 3.500 mil anos A.P. com maior umidade datada por volta dos 6.000 anos A.P. Há retomada de pólenes relacionados à Floresta.</p> <p>Paleozona III – 3.500 à 1.500 anos A.P. Uma nova fase seca é evidenciada, marcando a existência de vegetação característica de Cerrado.</p> <p>Paleozona IIII – últimos 1.500 anos A.P. Condições de maior umidade associadas à táxons relativos à Floresta, sugerem um ambiente com condições climáticas e de vegetação muito semelhantes às atuais.</p>
Melo et al. (2003)	Trabalho realizado a partir do levantamento de dados geológicos, sedimentológicos e polínicos a partir de	<p>Paleozona I – 16.000 anos A.P. – período com forte denudação de encostas, sob severas condições ambientais. Predomínio de vegetação campestre.</p> <p>Paleozona II – 4.750 a 2.940 anos A.P. – foi observado curtas</p>

	depósitos urbanos no município de Ponta Grossa-PR.	oscilações climáticas e um clima predominante próximo ao atual (úmido). A vegetação arbórea foi expressiva.
Behling e Pillar (2007)	Trabalho realizado a partir de dados polínicos no município de Cambará do Sul – RS	<p>Paleozona I - entre 42.840 e 11.500 anos A.P. há um domínio da vegetação de campo. Os poucos grãos-de-pólen de táxos pertencentes a Mata Atlântica e floresta com araucária foram provavelmente incorporados no sedimento ao serem transportados de alguma zona de refúgio, provavelmente da Serra Geral ou região costeira. É sugestivo de um clima frio e seco com repetitivas geadas, onde as temperaturas poderiam chegar a baixo dos -10°C.</p> <p>Paleozona II - após os 26.900 anos A.P. sugere-se um clima sazonal com um longo período seco anual se instalou, persistindo até o Holoceno Tardio.</p> <p>Paleozona III - entre 11.500 e 4.320 anos A.P. os campos ainda dominavam a paisagem, sob clima mais frio e menos úmido. Houve um ligeiro aumento nas taxas da floresta de Araucária, porém estas, ainda raras. Sua migração para a área de estudos se deu, provavelmente, acompanhando o curso de pequenos rios.</p> <p>Paleozona IV - durante 4.320 e 1.100 anos A.P. a floresta com araucária se expandiu acompanhando o curso dos rios, com campos predominando nas demais áreas.</p> <p>Paleozona V - em um segundo momento, entre 1.100-430 anos A.P., houve uma forte expansão de araucárias.</p>
Bauermann et al. (2008)	Foi realizada avaliação polínica de um perfil coletado em bacia sedimentar no município de São Martinho da Serra, região central do Rio	<p>Foram descritas três paleozonas:</p> <p>Paleozona I - entre 3.231 ± 42 e 1.574 ± 42 anos A.P. os dados mostraram a predominância dos elementos herbáceos com destaque para Cyperaceae e Poaceae. A abundância de ciperáceas, macrófitos aquáticos e algas no início da fase, sugerem que o depósito foi</p>

	Grande do Sul - RS	<p>formado a partir de um pequeno lago colmatado.</p> <p>Paleozona II – entre 1.574±42 e 468 anos A.P.) mostra a manutenção do predomínio das herbáceas, porém com mudança na estrutura, aumento na frequência das Poaceae e redução das Cyperaceae. Ainda que em baixa quantidade (inferior a 6%) os elementos arbóreo-arbustivos passam a fazer parte da paisagem, sugerindo maior quantidade de água no ambiente. No início desta fase destaca-se o aparecimento de araucárias.</p> <p>Paleozona III - nos últimos 468 anos A.P. a predominância dos elementos de campo se mantém, agora com redução de Poaceae e acréscimo de Cyperaceae. No início da fase é notória a presença de fragmentos de carvão.</p>
Bertoldo (2010)	Análise polínica, algas e esporos de pteridófitas coletados em perfil de turfeira no município de Pato Branco – PR.	<p>A base do depósito data de 13.700 anos A.P. Nesta Paleozona I a passagem Pleistoceno/Holoceno (12.700 anos A.P.) é marcada pela presença de táxons de ervas terrestres, ausência de algas e de pólen arbóreo, pontuando um regime hídrico mais seco.</p> <p>Paleozona II - a partir dos 10.600 anos A.P. ocorre elevação do nível freático em função da maior concentração de chuvas, marcado pela presença de algas e de Araucárias.</p> <p>Paleozona III - mudança nas características da vegetação e a máxima expansão da floresta com araucárias é estimada em torno dos 6.900 anos A.P.</p>
Jeske-Pieruschka et al. (2010)	Os autores fazem uma relação entre expansão e retração da floresta de araucária a partir do fogo. Para tal, é analisado pólen moderno e fóssil, coletados em turfeira no município de	<p>Paleozona I: 1360 a 1410, a área era dominada pela vegetação de Campos (pastagem) e o fogo era muito comum.</p> <p>Paleozona II: entre 1410 e 1500 aA floresta de araucária se expandiu e o fogo foi menos frequente.</p> <p>Paleozona III: de 1500 a 1580, tanto o Campo quanto a Floresta de Araucária cessou seu desenvolvimento, aparentemente devido ao</p>

	São José dos Ausentes-RS.	<p>aumento do fogo.</p> <p>Paleozona III: de AD 1580 a 1935, após uma diminuição na frequência de incêndios, a floresta de araucária se expandiu novamente.</p> <p>De 1935 até o presente, a Floresta de Araucária se expandiu enquanto a área de Campo diminuiu.</p>
Fernandes et.al (2011)	Catálogo palinológico a partir de esporos de algas e pteridófitas coletadas em depósito lacustre no município de Jussara-PR.	<p>A partir destes estudos foi possível estabelecer três momentos distintos:</p> <p>Paleozona I – 13.000 anos A.P. – lagoa estabelecida.</p> <p>Paleozona II – entre 11.276 a 4.224 anos A.P. – campos abertos e matas de galeria.</p> <p>Paleozona III – após os 2.180+-40 (2310 a 2010 cal A.P.) – clima tropical úmido.</p>
Guerreiro (2011); Guerreiro et al. (2012)	Estudos realizados tendo por base espículas de esponjas, pólen e dados isotópicos da matéria orgânica na região do alto Tibagi, município de Ponta Grossa – PR.	<p>Foram identificadas cinco paleozonas:</p> <p>Paleozona I - entre 3.220 e 2.770 anos A.P. um ambiente úmido permitiu a formação de planície aluvial pantanosa e o início de uma vegetação ripária cercada por Campo. Os dados isotópicos destacam o predomínio de gramíneas. Paleozona II - apesar do ambiente ainda poder ser considerado úmido, há redução na umidade em comparação com a fase anterior, assim como nos teores de matéria orgânica, pólen, esporos e famílias botânicas.</p> <p>Paleozona III - ainda apresenta uma vegetação de galeria bordeja por campos, por volta dos 1.340 anos A.P. É sentida elevação no número de grãos de pólen e esporos. Na transição da segunda para a terceira zona a presença de espículas de esponja sugere a ocorrência de pulsos de inundação.</p>

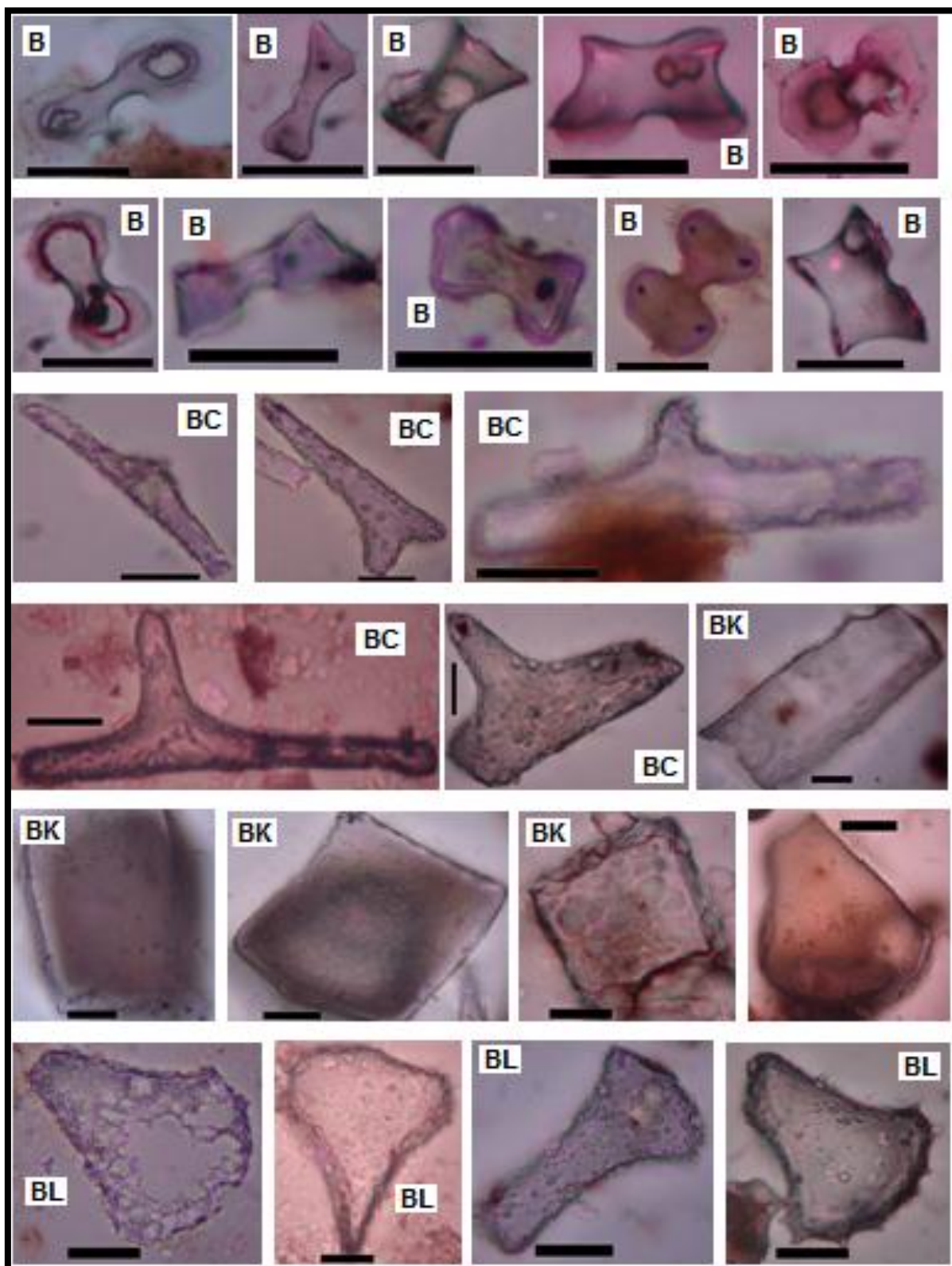
		<p>Há nova redução de umidade na transição para a Paleozona IV, podendo ser considerada a mais seca em comparação com as anteriores, apesar de poder ter ocorrido pulsos de inundação. Há diminuição no número de táxons arbóreos/arbustivos e herbáceos.</p> <p>Paleozona V - considerada um período pré-atual e a mais úmida de todas. Marca um aumento no número de famílias botânicas principalmente pelos táxons arbóreo/arbustivo, seguido de algas e ervas aquáticas.</p>
Jeske-Pieruschka e Behling (2011)	Levantamento paleoambiental a partir de dados polínicos e fragmentos de carvão encontrados em depósito no município de São Francisco de Paula-RS.	<p>Paleozona I – 13.520 anos A.P. (16.700 anos cal. A.P.) – campos, sob clima frio e mais árido que o atual.</p> <p>Paleozona II – após 12.600 anos A.P. (14.800 anos cal. A.P.) aumento da pluviosidade, mas ainda predomina o mosaico de campo e floresta.</p> <p>Paeozona III – 4.250 anos A.P. (4.600 anos cal. A.P.) – início da expansão de araucária e expressiva diminuição de carvão após 3.100 anos A.P. (3.200 anos cal. A.P.)</p> <p>Paleozona IV – 1.160 anos A.P. (1.050 anos cal. A.P. - ainda maior pluviosidade e expansão de florestas sobre campos).</p>
Santos (2011)	Realizou um estudo sobre diatomáceas coletadas em um terraço lagunar na porção central do litoral do Rio Grande do Sul.	<p>Paleozona I - o início do depósito ocorreu por volta dos $\pm 7.420-7.020$ anos A.P. sob um ambiente lagunar marinho-estuário.</p> <p>Paleozona II - entre $\pm 7.420-7.020$ e $5.370-5.340$ anos A.P. foram sentidos dois momentos de transgressão marinha. Próximo á $\pm 5.370-5.340$ anos A.P. uma nova elevação no nível marinho de alta intensidade foi percebida.</p> <p>Paleozona III - tendências regressivas do nível do mar, possivelmente rápidas e intensas.</p> <p>Paleozona IV - por volta de $\pm 2.340-2.060$ anos A.P. já não é mais observada a presença de diatomáceas depositadas no sedimento.</p>

Prado et al. (2013)	Estudo que relacionou os dados de insolação dos últimos 6.000 anos A.P, com trabalhos <i>multi-proxy</i> , no leste da América do Sul.	Apresentam um cenário de déficit hídrico para a maioria da porção leste da América do Sul, no Médio Holoceno (6.000 anos A.P.) quando comparado com o Alto Holoceno (exceto no nordeste). A reduzida insolação nos meses de verão no hemisfério sul, promoveu contrastes na temperatura terra/mar enfraquecendo o sistema de monção Sul Americano, reduzindo a precipitação na Zona de Convergência do Atlântico Sul, elevando a salinidade e reduzindo o nível de água.
Silva (2013)	Fitólitos e dados isotópicos da matéria orgânica depositados em turfeira localizada no reverso da Escarpa da Esperança, município de Guarapuava - PR.	<p>Paleozona I - em 15.648 anos A.P. o ambiente era caracterizado pela presença de vegetação florestal (C₃).</p> <p>Paleozona II - gradualmente ocorre uma introdução de vegetação aberta (C₄) e uma diminuição no aporte hídrico que sugestivamente ocorreu na passagem Pleistoceno/Holoceno.</p> <p>Paleozona III - os últimos 4.921 anos mostraram que o ambiente se manteve praticamente estável com características bem próximas das configurações atuais de umidade. Os dados isotópicos demonstram um misto de plantas C₃/C₄.</p>
Luz (2014) Luz e Parolin (2014)	Trabalho realizado em Campo Mourão-PR tendo por objetivo a interpretação do ambiente passado a partir fitólitos e dados isotópicos da matéria orgânica.	<p>Paleozona I – entre 48.800±270 anos A.P. a ~41.146 cal. anos A.P. fase seca com predomínio de vegetação de campo.</p> <p>Paleozona II – por volta de ~41.146 anos cal. famílias botânicas representativas de ambiente mais úmido passam a se fazer presente, mas ainda sob domínio de campo.</p> <p>Paleozona III – fase seca que marca a transição Pleistoceno/Holoceno.</p> <p>Paleozona IV – possível fase úmida por volta de ~7280 anos cal. A.P. uma vez que foi detectada formação de terraços.</p> <p>Paleozona V – predomínio de plantas C₄ anterior 5.280 anos cal. A.P. Um empobrecimento isotópico no sentido topo sugere que o avanço</p>

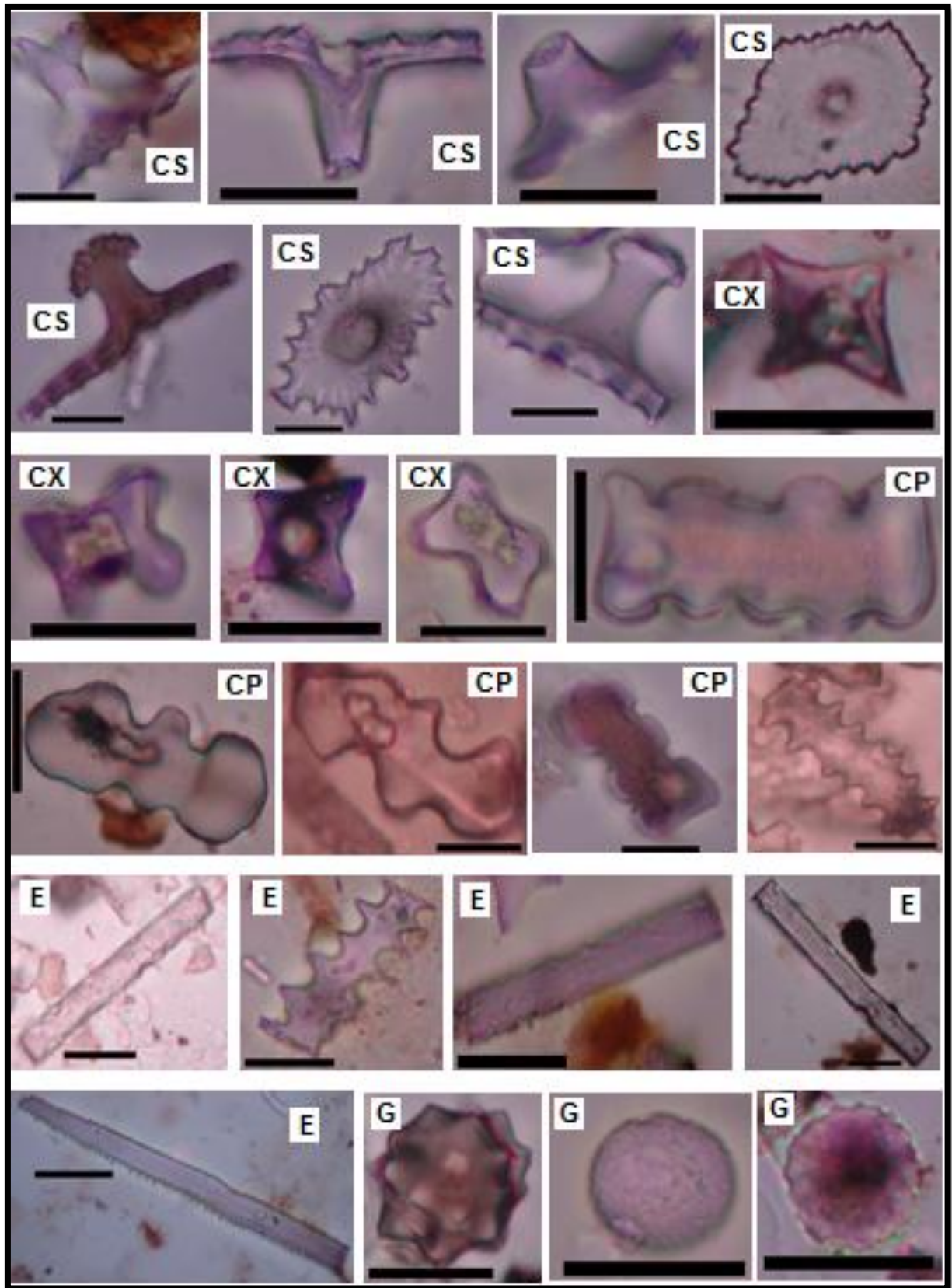
		florestal é recente.
Luz et al. (2015)	Os autores apresentam um levantamento dos estudos sobre fitólitos no Brasil.	Dos pouco mais de 50 trabalhos apresentados, 23 estavam relacionados ao sul do Brasil e, destes, apenas 9 estão relacionados a estudos de cunho paleoambiental.
Parolin; Rasbold; Pessenda (2014)	Reconstrução paleoambiental a partir de fitólitos e dados isotópicos coletados em turfeiras nos municípios de Palmeira e Balsa Nova-PR.	Os autores encontraram condições ambientais mais secas durante todo o Pleistoceno Tardio com datações entre 30.833 e 17.323 anos cal. AP.
Passos (2014)	Estudo que buscou compreender a historia ambiental relacionada a formação de linhas de pedra, em Guarapuava-PR. Por meio da análise fitolítica e dados isotópicos da matéria orgânica.	<p>Paleozona I – localizada a baixo da linha de pedras entre 250 e 130 cm e datada em 140 cm com 18 Ka, mostra um ambiente em que a superfície pedológica não permitiu o desenvolvimento de plantas. Tal fato se evidenciou pela rara presença de fitólitos, não passíveis de identificação.</p> <p>Paleozona II – (130-80 cm início da linha de pedras) ambiente com menor umidade. Ao longo da unidade se tem incremento de gramíneas e redução de elementos arbóreos.</p> <p>Paleozona III – (80-0 cm) na base desta unidade a idade obtida foi de 6.7 ka. O ambiente se mostrou mais quente e úmido em relação a unidade anterior e vegetação foi marcada pela redução de gramíneas e elevação de arbóreas. Isso refletiu em um misto vegetacional com predomínio florestal.</p>
Kalinoviski Parolin; Sousa Filho (2016)	Trabalho realizado em planície aluvial do rio Iapó em Castro-PR, tendo como objetos de análise, fitólitos e espículas de esponjas	<p>Paleozona I: mostra que o canal está ativo a pelo menos 18.000 anos AP.</p> <p>Paleozona II: constata abandono de canal e início da formação de um meandro abandonado.</p>

	associados a dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) e datações ^{14}C .	Paleozona III: ambiente mais úmido com condições paleoclimáticas próximas às atuais na região, com a retomada da umidade na planície e perturbações por pulsos de inundação.
Ladchuk; Parolin; Bauermann (2016)	Levantamento paleoambiental no município de Campo Mourão, utilizando fitólitos, grãos de pólen e dados isotópicos, assim como datações ^{14}C .	Paleozona I: datada em 7.280 anos cal. A.P. interpretada como um período relativamente mais seco e sob predomínio de vegetação C_4 . Características estas, que possivelmente vigoraram desde o pleistoceno. Paleozona II: em 2.38 anos cal. A.P. empobrecimento isotópico sugere misto de plantas C_3/C_4 e aumento da umidade.
Rasbold, Parolin, Caxambu (2016)	Reconstrução paleoambiental a partir de fitólitos e dados isotópicos da matéria orgânica do solo, extraídos de depósito turfoso no município de Turvo-PR.	Paleozona I: iniciada em 14.553 anos cal AP evidenciando um ambiente mais seco, sob estresse hídrico com dados indicando um misto de plantas tendendo para C_4 , com ambiente formado por vegetação aberta. Paleozona II: por volta dos últimos 6.000 anos cal. AP, pontuando uma melhora nas condições de umidade e aumento de vegetação arbórea no ambiente. A partir dos 4.000 passa a ter um ambiente mais estável e próximo das condições atuais.

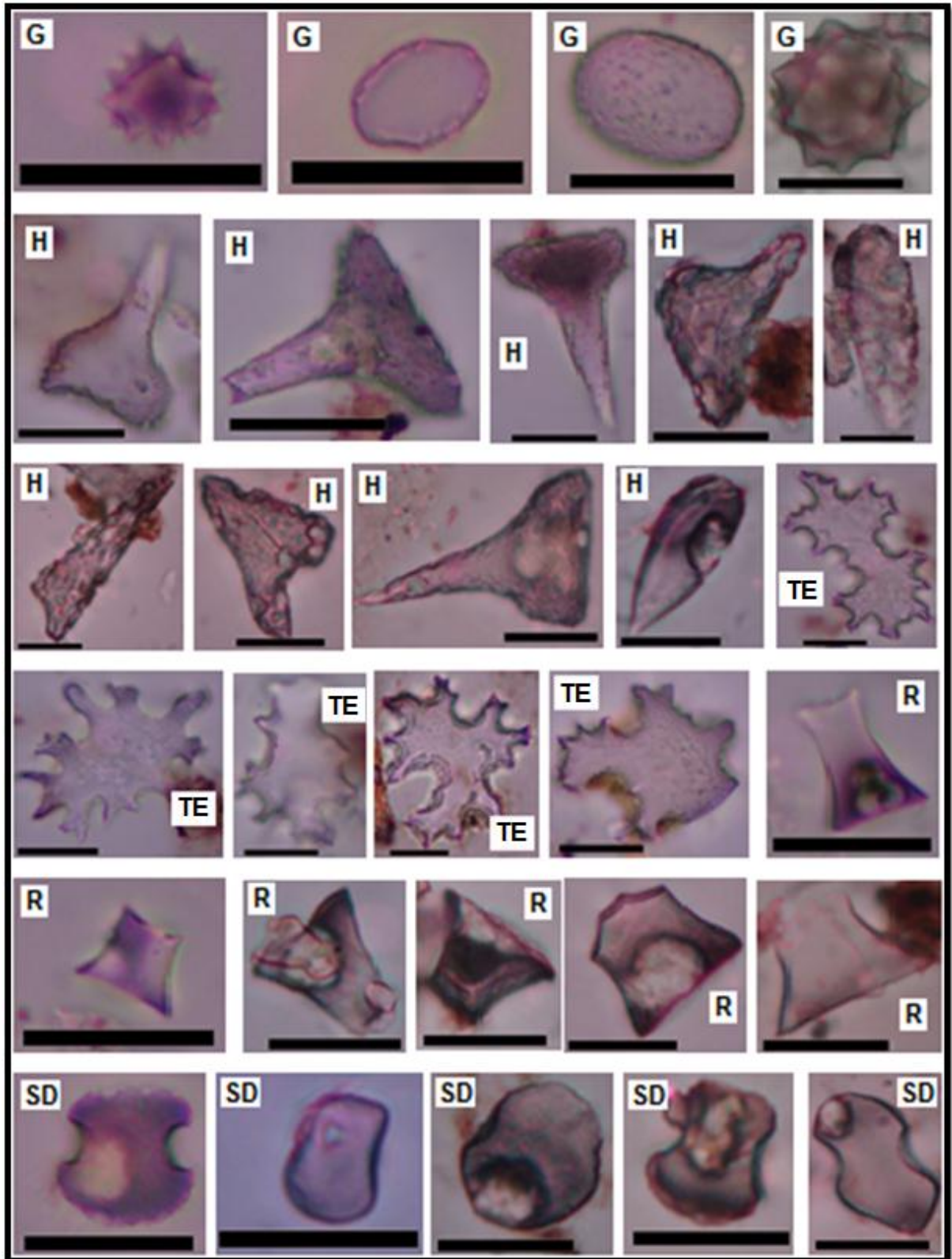
ANEXO 2 – Microfotografias das formas de fitólitos encontrados nos três depósitos analisados.



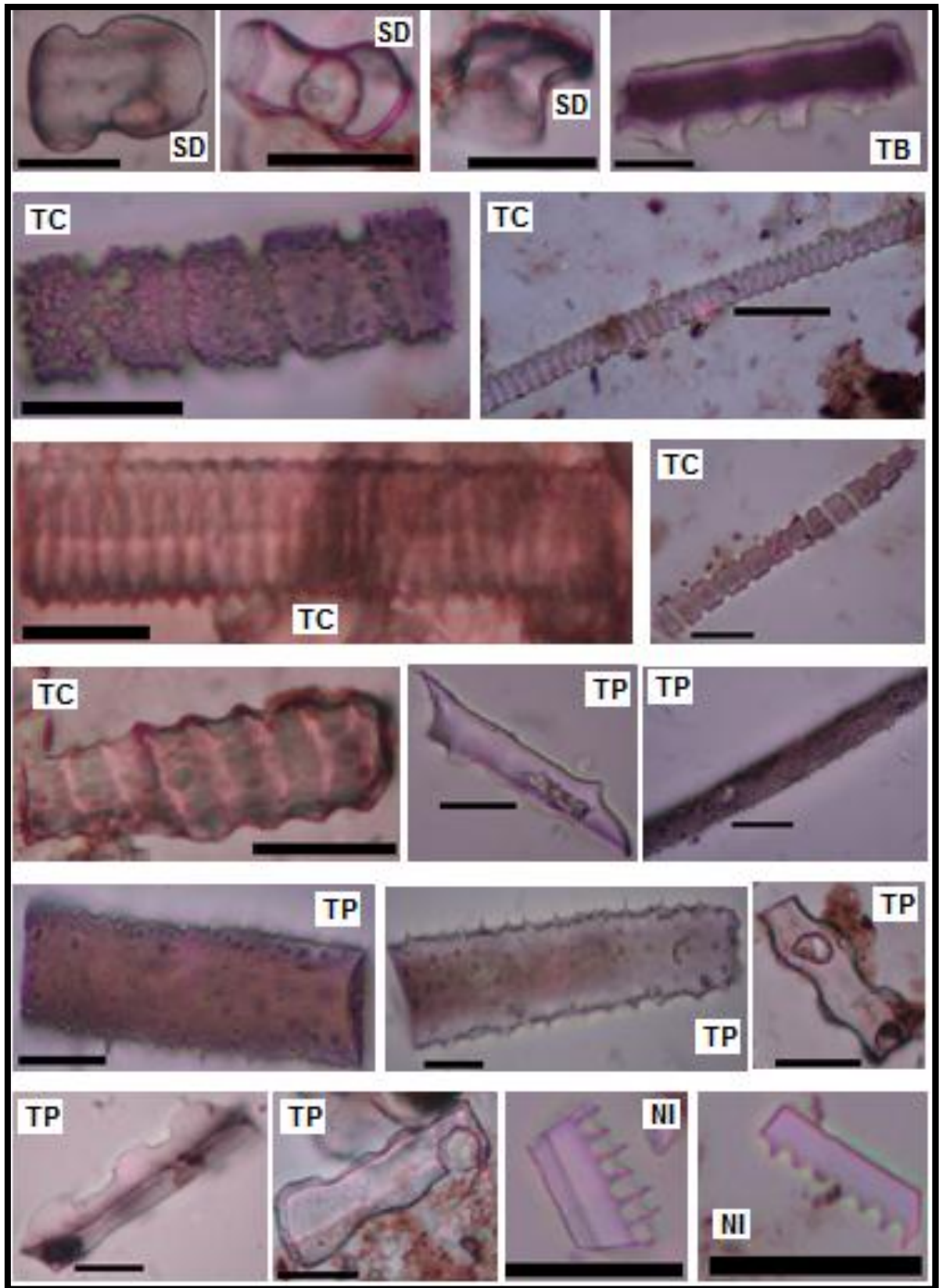
B) *Bilobate*, BC) *Brachiform*, BK) *Blocky*, BL) *Buliform*. Escala: 50 μ m.



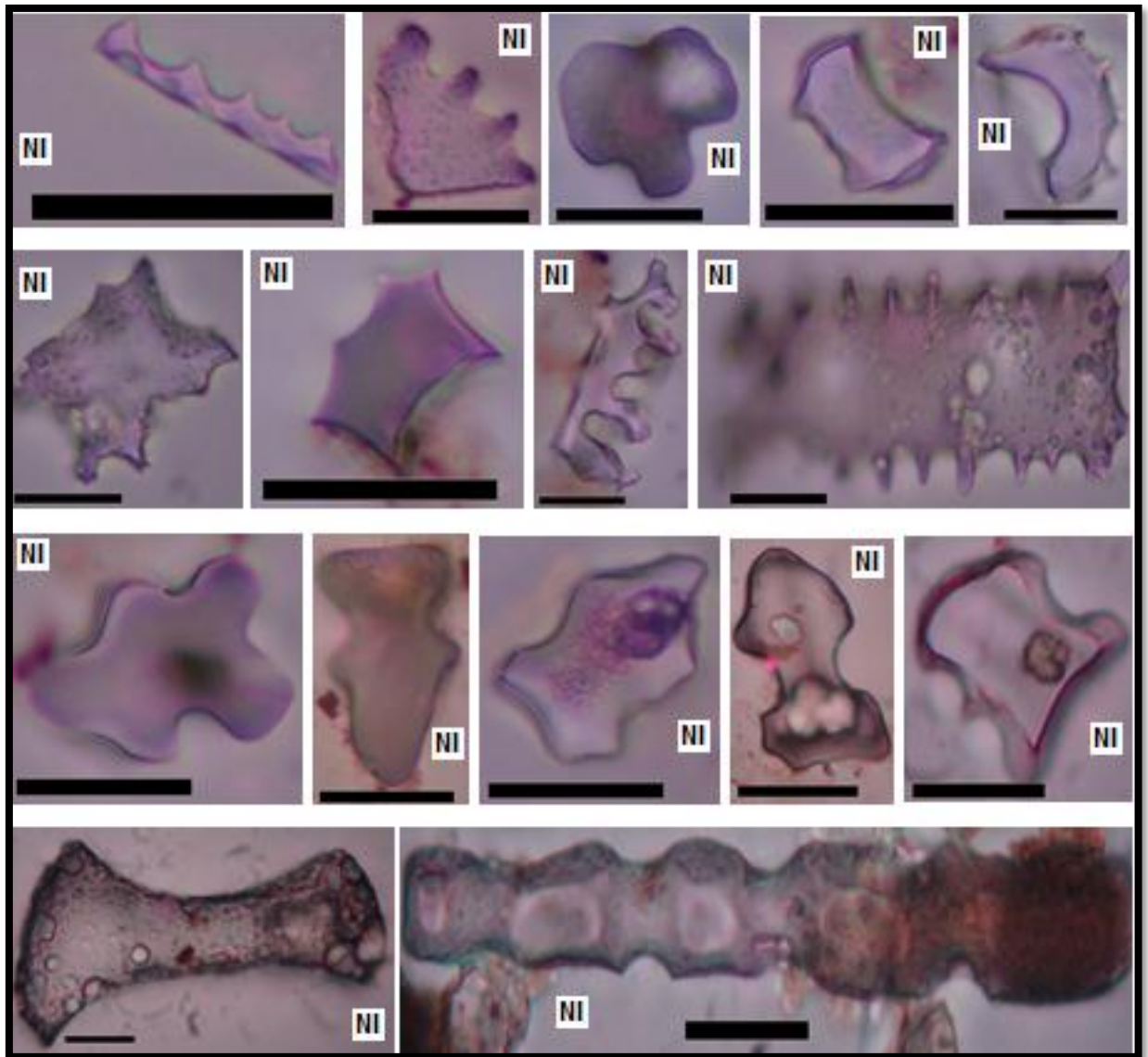
CS) Cone Shape, CX) Cross, CP) Cylindrical Polylobate, E) Elongate, G) Globular. Escala: 50 μ m.



G) Globular H) Hair, TE) Tree, R) Rondel, SD) Saddle, TC). Escala: 50 μ m.



SD) Saddle, TC) Tracheid, TP) Trapeziform, NI) Não Identificado. Escala: 50µm.



NI) Não Identificado. Escala: 50 μ m.

APÊNDICE 1 - Lista florística dos locais amostrados

Lista de táxons presentes no entorno das áreas amostradas. EM: Depósito Embrapa, coleta do herbário HUPG; EML: dados da literatura; AR: Depósito Aroeiras, coleta do Herbário HUPG; ARL:dados da literatura; CO: Depósito Coxilhão, coleta do herbário HUPG; COL: dados da literatura. 1= presente; 0= ausente.

Grupo/Família	Espécies	EML	EM	ARL	A R	COL	CO
Briófitas	<i>Sphagnum recurvum</i> P. Beauv.	1	1	1	0	0	0
	<i>Sphagnum</i> sp	0	0	0	0	1	0
Pteridofitas	<i>Adiantopsis chlorophylla</i> (Sw.) Fée	1	1	0	1	0	1
	<i>Blechnum cordatum</i> (Desv.) Hieron.	1	1	1	1	0	0
	<i>Blechnum schomburgkii</i> (Klotzsch) C.Chr.	1	1	0	1	1	0
	<i>Cyathea atrovirens</i> (Langsd. & Fisch.) Domin	1	1	0	0	1	0
	<i>Cyathea corcovadensis</i> (Raddi) Domin.	0	1	0	0	0	0
	<i>Cyathea phalerata</i> Mart	0	0	0	1	0	0
	<i>Deparia petersenii</i> (Kunze) M. Kato	0	0	0	1	0	0
	<i>Doryopteris lomariacea</i> Klotsch.	1	1	0	0	0	0
	<i>Dryopteris</i> sp	0	0	1	1	0	0
	<i>Osmunda cinnamomea</i> L.	0	0	1	0	0	0
	<i>Osmunda regalis</i> L.	0	1	1	1	0	0
	<i>Lycopodium clavatum</i> L.	0	0	0	0	0	1
	<i>Thelypteris rivularioides</i> (Fée) Abbiatti	1	1	1	1	1	0
Acanthaceae	<i>Dicliptera</i> sp	0	0	0	1	0	0
Alismataceae	<i>Echinodorus grandiflorus</i> (C.& S.) Micheli	0	0	0	1	1	0
Amaryllidaceae	<i>Hippeastrum santacatarina</i> (Traub) Dutilh	0	0	0	0	1	0
Apiaceae	<i>Bowlesia incana</i> Ruiz et Pavan	0	0	0	0	0	1
	<i>Centella asiatica</i> (L.) Urban	0	0	0	1	0	1
	<i>Eryngium ciliatum</i> C. & S.	0	0	0	0	0	1
	<i>Eryngium floribundum</i> C. & S.	1	0	0	0	1	0
	<i>Eryngium pandanifolium</i> C. & S.	0	0	0	0	1	0
Apocynaceae	<i>Ditassa edmundoi</i> Fontella & C. Valente	0	0	0	1	0	0
	<i>Oxypetalum obtusifolium</i> Malme	0	0	0	0	1	0
	<i>Oxypetalum wightianum</i> Hook et Arn.	0	1	0	0	0	0
Aquifoliaceae	<i>Ilex paraguariensis</i> A. St.Hill.	0	0	1	0	0	0
Asteraceae	<i>Achyrocline saturoides</i> DC.	1	0	0	0	1	1
	<i>Baccharis brevifolia</i> DC.	0	0	0	1	0	1
	<i>Baccharis crispa</i> Spreng.	1	0	1	0	1	1
	<i>Baccharis erioclada</i> DC.	1	0	0	0	0	0
	<i>Baccharis genistelloides</i> (Lam.) Pers.	0	0	0	0	0	1
	<i>Baccharis illinita</i> DC.	0	0	0	0	1	1
	<i>Baccharis leucopappa</i> DC.	0	0	0	0	1	0
	<i>Baccharis megapotamica</i> Spreng	0	0	0	0	1	0
	<i>Baccharis milleflora</i> DC.	1	1	0	1	0	0
	<i>Baccharis sphagnophila</i> A.A.Schn. & Heiden	0	0	0	0	1	0
	<i>Baccharis stenocephala</i> Baker	0	0	0	1	0	0

	<i>Baccharis weirii</i> Baker	0	0	0	0	1	0
	<i>Barrosoa betonicaeformis</i> (DC.) R.M.King & H.Rob.	1	0	0	0	1	0
	<i>Bidens pilosa</i> L.	0	0	0	0	0	1
	<i>Calea marginata</i> S.F. Blake	1	0	0	0	0	0
	<i>Calea monocephala</i> Dusén	0	0	0	1	0	0
	<i>Campovassouria cruciata</i> (Vell.) R.M.King & H.Rob.	1	0	0	0	1	0
	<i>Chromolaena maximiliani</i> (Sch. ex DC.) K. & H.Rob.	0	0	0	0	0	1
	<i>Chrysolaena platensis</i> (Spreng.) H.Rob.	1	1	0	1	0	0
	<i>Chaptalia integerrima</i> (Vell.) Burkart	0	0	0	0	0	1
	<i>Erigeron bonariensis</i> L.	0	0	0	1	0	0
	<i>Eupatorium laevigatum</i> Lees	0	1	0	0	0	0
	<i>Facelis retusa</i> (Lam.) Sch.Bip.	0	0	0	0	0	1
	<i>Gnaphalium filiginea</i> DC	0	0	0	0	0	1
	<i>Gnaphalium purpureum</i> L.	0	0	0	0	0	1
	<i>Leptostelma maxima</i> D.Don	0	0	0	0	1	0
	<i>Chromolaena laevigata</i> (Lam.) R.M.King & H.Rob.	0	1	0	0	0	0
	<i>Hatschbachiella tweediana</i> (H. ex H. & Arn.) K.&.Rob.	0	0	0	0	1	0
	<i>Holocheilus illustris</i> (Vell.) Cabrera	0	0	0	0	1	0
	<i>Hypochoeris lutea</i> (Vell.) Britton	0	0	0	0	1	0
	<i>Hypochoeris brasiliensis</i> Cabrera	0	0	0	0	0	1
	<i>Leptostelma tweediei</i> (H. & A) D.J.N.Hind & G.Nelson	0	0	0	0	1	0
	<i>Lessingianthus glabratus</i> (Less.) H.Rob.	1	0	1	1	1	0
	<i>Lessingianthus</i> sp	0	0	0	1	0	0
	<i>Mikania cynanchifolia</i> Hook et Arn. Ex B.L.Rob.	1	0	1	0	0	0
	<i>Mikania micrantha</i> Kunth	0	1	0	0	0	0
	<i>Pluchea oblongifolia</i> DC.	1	0	0	0	0	0
	<i>Senecio brasiliensis</i> (Spreng.) Less.	0	1	0	0	0	1
	<i>Senecio grisebachii</i> Baker	0	0	0	0	1	0
	<i>Senecio icoglossus</i> DC.	0	0	0	1	1	0
	<i>Senecio</i> sp	0	0	0	1	0	0
	<i>Solidago chilensis</i> Meyen	0	0	0	0	0	1
	<i>Stevia clausenii</i> Sch.Bip. Eex Baker	0	0	0	0	1	0
	<i>Symphotrichum regnelii</i> Baker) G.L.Nelson	0	0	0	0	1	0
	<i>Vernonanthura oligolepis</i> (Sch. Bip. ex Baker) H. Rob.	0	1	0	1	0	0
	<i>Vernonanthura</i> sp	0	0	1	0	0	0
	<i>Vernonia echioides</i> Less.	1	0	0	0	1	0
	<i>Vernonia puberula</i> Less.	0	0	0	0	0	1
	<i>Verbesina sordescens</i> DC.	0	0	0	1	0	0
Begoniaceae	<i>Begonia cucullata</i> Wild.	1	1	0	0	0	1
	<i>Begonia fischerii</i> Schrank	1	1	0	1	0	0
Boraginaceae	<i>Thaumatocaryon tetraquetrum</i> I.M.Johnst.	0	0	1	0	1	0
Brassicaceae	<i>Raphanus raphanistrum</i> L.	0	1	0	0	0	1
Campanulaceae	<i>Lobelia exaltata</i> Pohl	0	0	0	0	0	1
	<i>Lobelia hederacea</i> Cham.	0	0	0	0	0	1
	<i>Lobelia hassleri</i> Zahlbr.	1	1	0	0	0	0
	<i>Lobelia nummularioides</i> Cham.	0	1	0	0	1	0
	<i>Siphocampylus verticillatus</i> (Cham.) G.Don.	0	0	0	1	1	0

	<i>Wahlenbergia linarioides</i> (Lam.) A.DC.	0	0	0	0	0	1
Caprifoliaceae	<i>Valeriana muelleri</i> Graebn.	0	0	0	0	1	0
Caryophyllaceae	<i>Spergula arvensis</i> L.	0	0	0	0	0	1
Convolvulaceae	<i>Convolvulus crenatifolius</i> Ruiz et Pavan	0	0	0	1	0	0
	<i>Ipomoea indivisa</i> (Vell.) Hallier	0	1	0	0	0	0
	<i>Ipomoea purpurea</i> (L.) Roth	0	0	0	1	0	0
Clethraceae	<i>Clethra scabra</i> Pers.	0	1	1	1	0	0
Cunnoniaceae	<i>Lamanonia speciosa</i> (Camb.) L.B. Smith	0	0	1	1	0	0
	<i>Weinmannia paulliniifolia</i> Pohl. (24)	0	0	1	1	0	0
Cyperaceae	<i>Carex brasiliensis</i> A.St.Hil	0	0	1	1	0	0
	<i>Cyperus aggregatus</i> (Willd.) Endl.	0	0	0	0	0	1
	<i>Cyperus haspan</i> L.	1	0	0	0	1	0
	<i>Cyperus rigens</i> C.Presl.	1	1	0	0	1	0
	<i>Eleocharis montana</i> (Kunth) Roem. & Schult.	0	0	0	0	1	0
	<i>Elaeocharis nudipes</i> (Kunth) Palla	1	0	1	0	1	0
	<i>Fimbristylis dichotoma</i> (L.) Vahl	0	1	0	0	0	1
	<i>Lagenocarpus rigidus</i> Nees	0	0	0	0	0	1
	<i>Lipocarpa humboldtiana</i> Nees	1	0	0	0	0	0
	<i>Picreus lanceolatus</i> (Poir.) C.B.Clarke	0	0	0	0	1	0
	<i>Picreus unioloides</i> (R.Br.)Urb.	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhynchospora albiceps</i> Kunth	0	1	0	0	0	0
	<i>Rhynchospora barrosiana</i> Guagl.	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhynchospora brasiliensis</i> Boeck.	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhynchospora brownii</i> Roem. & Schult.	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhynchospora confins</i> (Nees) C.B.Clarke	1	0	0	0	0	0
	<i>Rhynchospora consanguinea</i> (Kunth) Boeck	1	0	0	0	0	0
	<i>Rhynchosproa corymbosa</i> (L.) Briton	0	1	0	0	0	0
	<i>Rhynchospora emaciata</i> (Nees) Boeck	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhynchospora globosa</i> (Kunth) Roem. & Schultdl	1	0	0	0	0	0
	<i>Rhynchospora junciformis</i> (Kunth) Boeck	0	1	0	0	0	0
	<i>Rhynchospora loefgrenii</i> Boeck	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhynchospora mariusculus</i> Lindl. ex Nees	1	1	0	1	1	0
	<i>Rhynchospora rigidifolia</i> (Gilly) T.Koyama	1	1	0	0	0	1
	<i>Rhynchospora robusta</i> (Kunth) Boeck	0	0	0	1	0	0
	<i>Rhynchospora rugosa</i> (Vahl) Gale	1	0	0	0	0	1
	<i>Rhynchospora tenuis</i> Wild. ex Link	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhynchospora velutina</i> (Kunth) Boeck.	0	0	0	0	1	0
	<i>Scirpus</i> sp	0	0	1	0	0	0
	<i>Scleria distans</i> Poir.	1	0	0	0	0	0
	<i>Scleria hirtella</i> Sw.	1	1	0	1	0	1
	<i>Scleria leptostachia</i> Kunth	0	0	0	0	1	0
	<i>Scleria cf setacea</i>	0	0	0	0	0	1
	<i>Scleria variegata</i> (Ness) Steud	0	0	0	1	0	0
Droseraceae	<i>Drosera viridis</i> Rivadavia	1	0	0	0	0	0
Ericaceae	<i>Agarista clorantha</i> (Cham.) G.Don.	0	0	0	0	1	0
	<i>Agarista pulchella</i> G.Don.	0	0	0	1	0	0
	<i>Gautheria serrata</i> (Vel.) Sleumer ex Kin. Gouv.	0	0	1	0	0	0
	<i>Gaylussacia brasiliensis</i> (Spr.) Meisn. var. <i>pubescens</i>	0	0	1	0	0	0

	<i>Gaylussacia pseudogaultheria</i> C.&S.	0	0	1	1	0	0
Eriocaulaceae	<i>Eriocaulon ligulatum</i> L.B.Sm.	0	0	0	0	1	0
	<i>Eriocaulon sellowianum</i> (Bong.) Koem.	1	1	0	0	1	1
	<i>Paepalanthus caldensis</i> Malme	1	0	0	1	0	1
	<i>Leiothrix flavescens</i> (Bong.) Ruhland	0	1	0	0	0	0
	<i>Syngonanthus caulescens</i> (Poir.) Ruhland	1	1	0	0	0	0
	<i>Syngonanthus fischerianus</i> (Bong.) Ruhland	0	0	0	0	1	0
Erythroxylaceae	<i>Erythroxylum cuneifolium</i> (Mart.) O.E.Schuz.	0	0	0	1	0	0
Escallonaceae	<i>Escallonia bifida</i> Link & Otto	0	1	0	0	0	0
Euhorbiaceae	<i>Croton reitzii</i> L.B.Sm. & Downs	0	0	1	0	0	0
Gentianaceae	<i>Cutia conferta</i> (Mart.) Knobl	1	0	0	0	0	0
	<i>Volyra aphyla</i> (Jacq.) Pers.	0	0	1	0	0	0
	<i>Zygostigma australe</i> (C.&S.) Griseb	0	0	0	0	1	0
Gesneriaceae	<i>Sinningia elatior</i> (Kunth) Chautens	0	1	0	0	0	0
Hypericaceae	<i>Hypericum brasiliense</i> Choisy	1	1	0	0	1	1
	<i>Hypericum rigidum</i> A.St.-Hil.	0	0	1	0	0	0
Hypoxidaceae	<i>Hypoxis decumbens</i> L.	0	0	1	0	0	0
Iridaceae	<i>Calydorea campestris</i> (Klatt) Backer	1	0	0	0	0	0
	<i>Gelasine coerulea</i> (Vell.) Ravenna	0	0	0	0	0	1
	<i>Sisyrinchium fasciculatum</i> Klatt	0	0	0	0	0	1
	<i>Sisyrinchium cf hoehnei</i> I.M.Johnst.	0	0	0	0	1	0
	<i>Sisyrinchium laxum</i> Otto ex Sims	0	0	0	0	1	0
	<i>Sisyrinchium micranthum</i> Cav.	0	0	0	0	1	0
	<i>Sisyrinchium vaginatum</i> Spreng	0	0	0	0	1	0
Juncaceae	<i>Juncus capillaceus</i> Lam.	0	0	0	0	0	1
	<i>Juncus densiflorus</i> Kunth	0	0	0	0	1	0
	<i>Juncus microcephalus</i> Kunth	1	1	0	0	1	0
Lamiaceae	<i>Aegiphylia</i> sp	0	1	0	0	0	0
	<i>Hoehnea parvula</i> Epling	0	0	0	0	1	0
	<i>Hoehnea scuttelarioides</i> (Benth.) Epling	0	0	1	0	0	0
	<i>Hyptis lappulacea</i> Mart. ex Benth	0	0	1	0	0	0
	<i>Hyptis marrubioides</i> Epling	0	0	0	0	0	1
	<i>Hyptis muellerii</i> Briq.	0	0	0	0	1	0
	<i>Rhabdocaulon lavanduloides</i> (Benth.) Epling	1	1	0	0	0	0
	<i>Salvia aliciae</i> E.P. Santos	0	0	0	1	0	0
	<i>Stachys</i> sp	0	0	0	0	0	1
Lauraceae	<i>Ocotea tristis</i> (Nees) Mez	0	0	1	0	0	0
Lentibulariaceae	<i>Utricularia tricolor</i> A.St.-Hil.	1	0	0	0	1	0
	<i>Utricularia cucullata</i> A.St.-Hil. & Girard	1	0	0	0	0	0
	<i>Utricularia praelonga</i> A.St.-Hil. & Girard.	0	0	0	0	1	0
Lythraceae	<i>Cuphea confertiflora</i> A.St.-Hil.	0	1	0	0	0	0
	<i>Cuphea calophylla</i> C. & S.	0	0	0	1	0	0
	<i>Cuphea carthagenensis</i> (Jacq.) J.F.Macbr.	0	0	0	1	0	0
	<i>Cuphea urbaniana</i> (Cham.) Cogn.	0	0	0	0	1	0
Mayacaceae	<i>Mayaca madida</i> (Vell.) Stellfeld	0	1	0	0	0	0
Melastomataceae							
e	<i>Acisanthera alsinaefolia</i> (DC.) Triana	1	0	0	0	0	1
	<i>Acisanthera variabilis</i> (DC.) Triana	1	0	0	0	1	0

	<i>Acisanthera</i> sp	0	0	0	0	1	0
	<i>Leandra debilis</i> (Naudin) Cogn.	0	1	0	0	0	0
	<i>Leandra eichleri</i> Cogn.	0	0	0	1	0	0
	<i>Leandra erostrata</i> (DC.) Cogn.	1	1	0	0	0	0
	<i>Miconia albicans</i> (Sw.) Steud	0	0	0	1	0	0
	<i>Miconia cinerascens</i> Miq.	0	0	0	1	0	0
	<i>Miconia hyemalis</i> Naud.	0	0	1	1	0	0
	<i>Microlepis oleifolia</i> (DC.) Triana	1	0	0	0	0	0
	<i>Rhynchantera brachyrhyncha</i> Cham.	1	0	1	1	1	0
	<i>Rhynchantera</i> sp	0	0	0	0	1	0
	<i>Tibouchina gracilis</i> (Bonpl.) Cogn.	1	0	0	0	0	0
	<i>Tibouchina cf hatschbachii</i>	0	0	0	1	0	0
	<i>Tibouchina ursina</i> (Cham.) Cogn.	0	0	1	0	1	0
Myrtaceae	<i>Eugenia calycina</i> Camb.	0	0	0	1	0	0
	<i>Eugenia pluriflora</i> DC	0	0	0	1	0	0
	<i>Myrceugenia alpigena</i> (DC.) Landrum	0	0	0	1	0	0
	<i>Myrceugenia ovate</i> (H. & A.) O.Berg.	0	0	0	0	1	0
	<i>Myrcia guianensis</i> (Aubl.) DC	0	0	1	0	0	0
	<i>Myrcia laruotteana</i> Camb.	0	0	1	0	0	0
	<i>Myrcia pulchra</i> (O.Berg) Kiaersk.	0	0	0	1	0	0
	<i>Myrcia cf hebeptala</i> DC.	0	0	0	1	0	0
	<i>Myrcia pulchra</i> (O.Berg) Kiaersk.	0	0	0	1	0	0
Onagraceae	<i>Fuchsia regia</i> (Vand.) Munz	0	1	0	1	0	0
	<i>Ludwigia sericea</i> (Camb.) H.Hara	1	1	0	0	1	0
Orchidaceae	<i>Brachystele widgrenii</i> (Rchb.f.) Schltr.	1	0	0	0	0	0
	<i>Cyanaeorchis arundinae</i> (Richb.f.) Barb.Rodr.	1	0	0	0	0	0
	<i>Cyanaeorchis minor</i> Schltr.	0	0	0	0	1	0
	<i>Cyclopogon apripus</i> (Lindl.) Schltr.	0	0	0	0	1	0
	<i>Habenaria macronectar</i> (Vell.) Hoehne	0	0	0	0	1	0
	<i>Prescottia stachyoides</i> (Sw.) Lindl.	0	0	1	0	0	0
	<i>Veyretia simplex</i> (Griseb) Szlach	0	0	0	0	1	0
Orobanchaceae	<i>Escobedia grandiflora</i> (L.f.) Kuntze	0	0	0	0	1	0
Oxalidaceae	<i>Oxalis bipartita</i> A.St.Hill.	0	0	0	0	0	1
	<i>Oxalis paludosa</i> A.St.Hill.	0	0	0	0	0	1
Phyllanthaceae	<i>Phyllanthus niruri</i> L.	0	0	0	0	1	0
Plantaginaceae	<i>Plantago australis</i> Lam.	0	0	0	0	0	1
Poaceae	<i>Agrostis longibarbis</i> Hack. ex L.B.Sm.	0	0	0	0	1	0
	<i>Andropogon lateralis</i> Nees	1	1	0	1	1	0
	<i>Andropogon leucostachyus</i> Kunth	0	1	1	0	0	0
	<i>Andropogon macrothrix</i> Trin.	0	0	0	1	0	0
	<i>Andropogon virgatus</i> Desv. ex Ham.	0	1	0	1	1	0
	<i>Arundinella hispida</i> (Wild.) Nees	1	1	0	1	0	0
	<i>Aulonemia ullei</i> (Hack.) McClure & L.B.Sm.	0	1	0	0	0	0
	<i>Axonopus cf barbiger</i> (Kunth) Hitchc.	1	0	0	0	1	0
	<i>Axonopus fissifolius</i> (Raddi) Kuhlm.	0	0	0	0	1	0
	<i>Brachiaria plantaginea</i> (Link) Hitchc.	0	0	0	0	0	1
	<i>Bromus catharticus</i> Vahl.	0	0	1	0	0	1
	<i>Calamagrostis viridiflavescens</i> (Poir.) Steud.	0	1	0	0	1	1

	<i>Chascolytrum calotheca</i> (Trin.) Hack.	0	0	0	0	1	0
	<i>Dichantelium</i> sp	0	0	0	0	1	0
	<i>Eleusine indica</i> (L.) Gaertn.	0	0	0	0	0	1
	<i>Erianthus trinii</i> (Hack.) Hack.	0	0	0	0	0	1
	<i>Eriochrysis cayennensis</i> P.Beauv.	0	1	0	0	1	0
	<i>Eriochrysis filiformes</i> (Hack.) Filg.	1	0	0	0	0	0
	<i>Eriochrysis warmingiana</i> (Hack.) Kuhlms.	0	0	0	0	1	0
	<i>Eustachys distichophylla</i> (Lag.) Nees	0	0	0	0	0	1
	<i>Leersia hexandra</i> Sw.	0	0	0	0	1	0
	<i>Leptocoryphium lanatum</i> (Kunth) Nees	1	0	0	0	0	0
	<i>Lolium multiflorum</i> Lam	0	0	1	1	0	1
	<i>Merostachys multiramea</i> Hack	0	0	0	1	0	0
	<i>Otachyrium versicolor</i> (Doell.) Henr.	1	1	0	0	0	0
	<i>Panicum cf bergerii</i> Arechav.	1	0	0	0	0	0
	<i>Panicum helolsium</i> Mez	0	0	1	0	0	0
	<i>Panicum cf millegrana</i> Poir.	1	0	0	0	0	0
	<i>Panicum parvifolium</i> Lam.	0	0	0	0	1	0
	<i>Panicum stigmatosum</i> Trin.	0	0	0	0	0	1
	<i>Panicum schwackeanum</i> Mez	1	1	0	0	0	0
	<i>Paspalum conspersum</i> Schrad.	0	1	0	0	0	0
	<i>Paspalum cordatum</i> Hack.	0	1	0	0	0	0
	<i>Paspalum erianthum</i> Nees ex Trin.	0	0	0	0	1	0
	<i>Paspalum eucomum</i> Nees ex Trin.	0	1	0	0	0	0
	<i>Paspalum cf glaucescens</i> Hack.	0	0	0	0	1	0
	<i>Paspalum maculosum</i> Trin.	1	0	0	0	0	0
	<i>Poa annua</i> L.	0	0	1	0	0	1
	<i>Saccharum angustifolium</i> (Nees) Trin.	0	0	0	0	1	0
	<i>Saccharum asperum</i> (Nees) Steud.	1	1	1	1	1	0
	<i>Sacciolepis vilvoides</i> (Trin.) Chase	0	0	0	0	1	0
	<i>Schizachyrium condensatum</i> (Kunth) Nees	1	0	0	0	0	0
	<i>Schizachyrium tenerum</i> Nees	0	0	0	0	1	0
	<i>Stipa setigera</i> Presl.	0	0	0	0	1	0
Polygalaceae	<i>Monnina tristiana</i> A.St.-Hil.	0	0	0	0	1	0
	<i>Polygala brasiliensis</i> L.	0	0	0	0	1	0
	<i>Polygala campestris</i> Gardner	0	0	0	0	1	0
	<i>Polygala longicaulis</i> Kunth	0	1	0	0	0	0
Polygonaceae	<i>Persicaria punctata</i> (Elliott) Small	0	0	0	1	1	1
	<i>Polygonum meisnerianum</i> C. & S.	0	0	0	0	1	0
Primulaceae	<i>Myrsine acuminata</i> Royle	0	0	0	1	0	0
	<i>Myrsine coriacea</i> (Sw.) R.Br. Ex Roem.Schult.	0	0	1	1	0	0
	<i>Myrsine umbellata</i> Mart.	0	0	0	1	0	0
Rhamnaceae	<i>Frangula sphaerosperma</i> (Sw.) Kartesz & Gandhi	0	0	0	1	0	0
Rosaceae	<i>Rubus brasiliensis</i> Mart.	0	0	0	1	0	0
Rubiaceae	<i>Emmeorrhiza umbellata</i> (Spreng) K. Schum.	0	0	0	0	0	1
	<i>Galianthe chotadiana</i> (Standl.) E.L.Cabral	0	0	1	1	1	0
	<i>Galium equisitoides</i> (C. & S.) Standl.	0	0	1	0	1	1
	<i>Galium hypocarpium</i> (L.) Endl. ex Griseb	0	1	0	1	0	1
	<i>Galium verum</i> L.	0	0	0	0	0	1

	<i>Galium</i> sp	0	0	0	0	1	0
	<i>Oldenlandia salzmanii</i> (DC.) Benth. & Hook.f. ex B.D.	0	0	0	0	1	0
	<i>Palicourea australis</i> C.M. Taylor	0	0	0	1	0	0
	<i>Rudgea parquioides</i> (Cham.) Muell.Arg.	0	0	0	1	0	0
	<i>Spermacoce poaya</i> A.St.-Hil.	0	0	0	0	1	1
Sapindaceae	<i>Allophylus edulis</i> (A.St.-Hil., A.Juss. & Camb.) Radlk.	0	0	0	1	0	0
	<i>Serjania communis</i> Camb.	0	0	0	1	0	0
	<i>Paullinia</i> sp	0	0	0	1	0	0
Scrophulariaceae	<i>Buddleja campestris</i> (Vell.) Walp.	0	0	1	0	0	0
	<i>Buddleja elegans</i> C. & S.	1	0	1	1	1	0
Solanaceae	<i>Capsicum flexuosum</i> Sendtn.	0	0	0	0	0	1
	<i>Cestrum corymbosum</i> Schldtl.	0	0	1	0	0	0
	<i>Solanum inodorum</i> Vell.	0	0	1	0	0	0
	<i>Solanum pseudocapsicum</i> L.	0	1	0	0	0	0
	<i>Sooanum robustum</i> Wendl.	0	0	0	0	0	1
	<i>Schwenckia curviflora</i> Benth.	1	0	0	0	0	0
	<i>Vassobia breviflora</i> (Sendtn.) Hunz.	0	0	0	0	0	1
Symplocaceae	<i>Symplocos tenuifolia</i> Brand	0	0	0	1	0	0
	<i>Gordonia fruticosa</i> (Schrad.) H.Keng	0	0	0	0	0	1
	<i>Daphnopsis racemosa</i> Griseb	0	0	0	0	0	1
Verbenaceae	<i>Glandularia phlogiflora</i> (Cham.) Schnack & Covas	0	0	1	0	0	0
	<i>Lantana camara</i> L.	0	1	0	0	0	0
	<i>Lantana</i> sp	0	0	0	1	0	0
Vitaceae	<i>Cissus striata</i> Ruiz & Pav.	0	0	1	0	0	0
Xyridaceae	<i>Xyris jupicai</i> Rich.	1	1	0	1	0	0
	<i>Xyris neglecta</i> L.A. Nilsson	0	0	0	0	0	1
	<i>Xyris regnellii</i> L.A.Nilsson	0	0	0	0	1	0
	<i>Xyris rigida</i> Kunth	1	1	0	0	0	0
	<i>Xyris savanensis</i> Miq.	0	1	0	0	0	0
	<i>Xyris schizachne</i> Mart.	1	0	0	0	1	0
	<i>Xyris stenophylla</i> L.A.Nilsson	0	0	0	0	1	0
	<i>Xyris tortula</i> Mart.	0	0	0	0	1	0